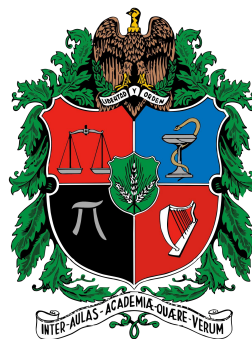


*Influencia del monzón americano en los procesos de  
convergencia, divergencia y flujos de calor de la capa  
superior en la Cuenca del Pacífico Colombiano*

JUAN DAVID NAVIA DIAZ  
MATEMÁTICO



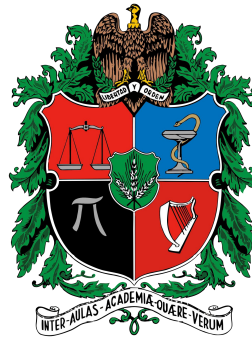
**UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA**  
FACULTAD DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS  
BOGOTÁ, D.C.  
MAYO DE 2016

*Influencia del monzón americano en los procesos de  
convergencia, divergencia y flujos de calor de la capa  
superior en la Cuenca del Pacífico Colombiano*

JUAN DAVID NAVIA DIAZ  
MATEMÁTICO

TRABAJO DE TESIS PARA OPTAR AL TÍTULO DE  
MÁGISTER EN CIENCIAS - METEOROLOGÍA

DIRECTORA  
NANCY LILIANA VILLEGAS BOLAÑOS  
PH.D. EN CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS  
RUSSIAN STATE HYDROMETEOROLOGICAL UNIVERSITY



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA  
FACULTAD DE CIENCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS  
BOGOTÁ, D.C.  
MAYO DE 2016

**Título en español**

Influencia del monzón americano en los procesos de convergencia, divergencia y flujos de calor de la capa superior en la Cuenca del Pacífico Colombiano

**Resumen:** Dada la importancia de los procesos termodinámicos que se desarrollan en la interfase océano atmósfera para el entendimiento de fenómenos que determinan el clima y su variabilidad, en el presente trabajo se estudió de manera particular la relación entre las variables atmosféricas que identifican al monzón americano y los procesos de convergencia, divergencia y los flujos de calor de la capa superior oceánica. Para ello, en primer lugar con datos atmosféricos y oceánicos se analizaron los campos de convergencia y divergencia del océano identificando los aportes eólico, gradienta y termohalino del ascenso o descenso de aguas en la cuenca obtenidos a partir de dos modelos de diagnóstico; uno considerando la componente eólica únicamente y otro considerando los tres aportes. En segundo lugar se estudió el comportamiento de las capas isotérmica, de mezcla y activa teniendo en cuenta datos de temperatura y salinidad; se derivó el contenido de calor y se contrastó con datos de flujos de calor en la superficie oceánica. Finalmente, se analizó el comportamiento del viento, precipitación y radiación de onda larga saliente para identificar al monzón americano en la cuenca, derivando un indicador de su actividad el cual se contrastó con el comportamiento de las variables oceánicas estudiadas. Se encontró que en gran parte de la cuenca la actividad del monzón determina el comportamiento de los procesos oceánicos de convergencia, divergencia y flujos de calor, modulando la intensidad de éstos dependiendo de la fase en que se encuentre.

**Palabras clave:** Capa activa oceánica, convergencia, divergencia, flujo de calor, monzón americano, Cuenca del Pacífico Colombiano

**Title in English**

Influence of American Monsoon in convergence, divergence and heat flux processes in the Colombian Pacific Ocean

**Abstract:** Given the importance of the thermodynamic processes taking place in the ocean- atmosphere interface, for understanding the phenomena that determine the climate and its variability, in the present work, particularly, the relationship between atmospheric variables that identify the American monsoon and processes of convergence, divergence and heat flows from the upper ocean layer was studied. To do this, first, the atmospheric and oceanic data fields of convergence and divergence of the ocean were analyzed to identifying the wind, thermohaline and gradient contributions of upwelling or downwelling in the basin obtained from two models; the first one only considering the wind and second one considering the three contributions mentioned above. Secondly, the behavior of isothermal, mixed and active layers were studied, taking into account temperature and salinity data. The ocean heat content was derived and was compared with data heat flow in the ocean surface. Finally, the behavior of wind, precipitation and outgoing longwave radiation were analyzed to identify the American monsoon in the basin, deriving an indicator of its activity, which was contrasted with the behavior of oceanic variables studied here. It was found that much of the basin the monsoon activity determines (or is strongly associated with) the behavior of ocean processes of convergence, divergence and heat fluxes, controlling the intensity of these depending on the phase in which it is found.

**Keywords:** Ocean active layer, convergence, divergence, heat flux, Colombian Pacific Ocean



# Nota de Aceptación

Trabajo de tesis  
Pendiente por aprobación

---

Jurado 1

---

Jurado 2

---

Directora  
Nancy Liliana Villegas Bolaños

Bogotá, D.C., Mayo 27 de 2016

---

## Agradecimientos

---

Agradezco a la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Colombia por permitirme estudiar toda la maestría con el beneficio de la beca auxiliar docente. A la profesora Nancy Villegas por acompañarme en todo el proceso de formación y por motivarme a continuar incluso en los momentos más difíciles. Al grupo de investigación CENIT por motivar, incentivar y complementar mis estudios realizados en la maestría. Particularmente agradezco a Tatiana Rodriguez e Igor Málikov, cuyo apoyo y aportes en diferentes momentos y aspectos de mis estudios fue realmente importante. A mi familia y amigos por apoyar y acompañarme durante mis estudios.

---

# Índice general

---

<b>Índice general</b>	<b>I</b>
<b>Índice de figuras</b>	<b>III</b>
<b>Introducción</b>	<b>VI</b>
<b>1. Objetivos</b>	<b>1</b>
<b>2. Marco de referencia</b>	<b>2</b>
2.1. Antecedentes . . . . .	2
2.2. Marco teórico y metodológico . . . . .	5
2.2.1. Flujos de calor en el océano . . . . .	5
2.2.2. Convergencia y divergencia en el océano . . . . .	10
2.2.3. Los monzones: El Monzón del Oeste de América Ecuatorial . . . . .	12
2.2.4. Herramientas estadísticas de análisis para las series de tiempo . . . . .	18
2.3. Marco geográfico y climatológico . . . . .	20
<b>3. Metodología</b>	<b>24</b>
<b>4. Resultados y discusión</b>	<b>27</b>
4.1. Convergencia y divergencia oceánicas en la CPC . . . . .	27
4.1.1. Convergencia y divergencia desde la teoría de Ekman . . . . .	27
4.1.1.1. Estrés del viento . . . . .	27
4.1.1.2. Transporte de Ekman . . . . .	29
4.1.1.3. Bombeo de Ekman . . . . .	31
4.1.2. Aportes eólico, termohalino y gradienta . . . . .	33
4.2. Contenido y flujos de calor en la CPC . . . . .	37
4.2.1. Capas en las aguas superiores de la CPC . . . . .	37

---

4.2.1.1.	Profundidad de la capa isotérmica . . . . .	37
4.2.1.2.	Profundidad de la isoterma $20^{\circ}C$ . . . . .	39
4.2.1.3.	Profundidad de la capa de mezcla . . . . .	41
4.2.1.4.	Profundidad de la capa activa . . . . .	43
4.2.2.	Contenido de calor en el océano . . . . .	45
4.2.2.1.	Distribución espacial en la CPC del contenido de calor durante el año . . . . .	45
4.2.2.2.	Ganancia o pérdida de contenido de calor durante el año en la CPC . . . . .	47
4.2.3.	Componentes del balance de calor en la CPC . . . . .	50
4.2.3.1.	Flujo de radiación de onda corta . . . . .	50
4.2.3.2.	Flujo de calor latente . . . . .	52
4.2.3.3.	Flujo de calor sensible . . . . .	55
4.2.3.4.	Flujo neto de radiación de onda larga . . . . .	57
4.2.3.5.	Flujos netos de calor . . . . .	59
4.3.	El Monzón del Oeste de América Ecuatorial en la CPC: influencia en procesos de convergencia, divergencia y flujos de calor . . . . .	62
4.3.1.	Viento a 1000hPa . . . . .	62
4.3.2.	Viento a 925hPa . . . . .	65
4.3.3.	Viento a 850hPa . . . . .	68
4.3.4.	Radiación saliente de onda larga . . . . .	69
4.3.5.	Precipitación . . . . .	71
4.3.6.	Índice de vientos del monzón . . . . .	74
4.3.7.	Influencia del monzón en la convergencia y divergencia . . . . .	80
4.3.8.	Influencia del monzón en Los flujos de calor . . . . .	82
<b>5.</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>86</b>
	<b>Bibliografía</b>	<b>88</b>

---

## Índice de figuras

---

2.1. Capa de mezcla y bombeo de Ekman en el Índico norte . . . . .	3
2.2. Bombeo de Ekman y corrientes geostróficas en la CPC . . . . .	4
2.3. Vientos y precipitación en la Bahía de Panamá . . . . .	5
2.4. Ciclo estacional de la salinidad en la Bahía de Panamá . . . . .	5
2.5. Rotor del estrés del viento en el sistema de la corriente californiana . . . . .	6
2.6. Zonas de convergencia y divergencia en la CPC . . . . .	6
2.7. Mecanismo del transporte de Ekman . . . . .	10
2.8. Esquema de circulación monzónica . . . . .	13
2.9. El sistema global de los monzones . . . . .	14
2.10. Precipitación Verano Invierno . . . . .	14
2.11. TSM y OLR en las fases activas del monzón en el continente americano . . .	15
2.12. Sistemas monzónicos de América . . . . .	16
2.13. Cortes verticales en las fases activas de los monzones de América . . . . .	16
2.14. Ubicación Geográfica de Monzones . . . . .	17
2.15. El Monzón del Oeste de América Ecuatorial . . . . .	18
2.16. Mapa batimétrico de la CPC . . . . .	21
2.17. Campos de presión y dirección del viento en la CPC . . . . .	23
3.1. Ubicación de la CPC . . . . .	24
4.1. Ciclo anual del estrés del viento . . . . .	28
4.2. Ciclo anual del transporte de Ekman . . . . .	30
4.3. Ciclo anual del bombeo de Ekman . . . . .	32
4.4. Velocidad vertical capa 0-10m . . . . .	34
4.5. Ubicación estaciones velocidad vertical . . . . .	35
4.6. Velocidad vertical puntos . . . . .	36

4.7. Profundidad capa isotérmica . . . . .	38
4.8. Profundidad de la Termoclina . . . . .	40
4.9. Profundidad capa de mezcla . . . . .	42
4.10. Profundidad de la Capa Activa Oceánica . . . . .	43
4.11. Amplitud térmica entre 0 y 500m de profundidad . . . . .	44
4.12. Variación del contenido de calor . . . . .	46
4.13. Ganancia o pérdida de contenido de calor mensual . . . . .	48
4.14. Promedio contenido de calor y ganancia o pérdida de contenido de calor . .	49
4.15. Flujos de radiación de onda corta . . . . .	51
4.16. Promedio flujos de radiación de onda corta . . . . .	52
4.17. Ciclo anual de flujos de calor latente . . . . .	53
4.18. Promedio flujos de calor latente . . . . .	54
4.19. Ciclo anual de flujos de calor sensible . . . . .	56
4.20. Promedio flujos de calor sensible . . . . .	57
4.21. Flujos netos de radiación de onda larga . . . . .	58
4.22. Promedio flujos de radiación de onda larga . . . . .	59
4.23. Ciclo anual de flujos netos de calor . . . . .	60
4.24. Promedio flujos netos de calor y componentes . . . . .	61
4.25. Viento a 1000hPa . . . . .	63
4.26. Variación angular del viento a 1000 hPa con respecto a enero . . . . .	64
4.27. Rosa de vientos 1000 hPa . . . . .	65
4.28. Viento a 925hPa . . . . .	66
4.29. Variación angular del viento con respecto a enero a 925 hPa . . . . .	67
4.30. Rosa de vientos 925 hPa . . . . .	68
4.31. Viento a 850hPa . . . . .	69
4.32. Radiación de Onda Larga Saliente OLR . . . . .	70
4.33. Valor promedio de $OLR(W/m^2)$ . . . . .	71
4.34. Precipitación mensual media . . . . .	72
4.35. Valor promedio de Precipitación $Pr(mm)$ . . . . .	73
4.36. Imagen Visible e infrarrojo 24 de mayo . . . . .	74
4.37. Índice DNS a 1000hPa . . . . .	75
4.38. Índice DNS a 925hPa . . . . .	76
4.39. Ciclo anual del índice DNS . . . . .	77
4.40. Primera función empírica ortogonal del índice DNS $\delta$ a 925hPa . . . . .	79
4.41. Correlación entre DNS y precipitación con OLR . . . . .	80

---

4.42. Correlación DNS y transporte de Ekman . . . . .	81
4.43. Correlación DNS y Bombeo de Ekman . . . . .	82
4.44. Correlación DNS y componentes del balance de calor . . . . .	83
4.45. Correlación DNS y flujos netos de calor . . . . .	84

---

## Introducción

---

El estudio de la capa superior del océano reviste gran importancia para la comprensión del sistema climático terrestre y del cambio climático, como ilustración se resalta que es precisamente en esa primera capa donde se da la mayor absorción e intercambio de calor con la atmósfera [1]. Pero además del intercambio de calor, en la capa superior se presentan intercambios momento; procesos que juegan un importante rol en la mezcla turbulenta que se presenta en esa primera capa del océano [2]. Dentro de los procesos donde se involucra la acción de la atmósfera sobre el océano, se encuentran los movimientos verticales distinguiendo dos mecanismos, los de convergencia y divergencia. Los últimos, se pueden originar por diversos factores: la temperatura, la salinidad y por forzamiento atmosférico generado por vientos. Los procesos de ascenso (upwelling) o descenso (downwelling) de aguas por acción del viento a su vez se les puede separar en otros dos procesos: el transporte y bombeo de Ekman [3][4] mecanismos que además de ser claves en la producción biológica en aquellos lugares donde se observe con cierta intensidad [5], tiene importancia para los procesos de mezcla, dado que por convergencia se puede llevar aguas cálidas a profundidades o por divergencia llevar aguas frías a superficie influyendo en las condiciones atmosféricas sobre el cual se presente, además de alterar la estructura vertical de las aguas [6]. Puesto que los procesos de mezcla en la capa superior del océano están gobernados por el forzamiento atmosférico y flujos de calor, es importante estudiar la relación de este forzamiento con los procesos que se dan en la Cuenca del Pacífico Colombiano (CPC), donde existen varios fenómenos como la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), la actividad de la baja anclada de Panamá o el mismo monzón que se relacionan con el forzamiento atmosférico generando procesos oceánicos de convergencia y divergencia.

A nivel global, existen trabajos para algunas regiones que relacionan los procesos de flujos de calor, convergencia y divergencia con la actividad de los monzones. Como ejemplo se tiene a [7] quienes trabajaron sobre la región del Océano Índico tropical, donde muestran que el comportamiento de los procesos que involucran perturbaciones en la temperatura superficial del mar, como el bombeo de Ekman, es determinante de la profundidad de la capa de mezcla, y que dicha dinámica está condicionada a la actividad del Monzón. También está el trabajo de [8], donde se estudian las variaciones estacionales en el balance de calor de la capa de mezcla debidas a varios mecanismos de forzamiento, tanto oceánicos como atmosféricos, incluyendo a la circulación de tipo monzónico en el atlántico tropical. En el mundo hay estudios detallados de los procesos de bombeo y transporte de Ekman. Uno de ellos es el trabajo de [9], donde se empleó un modelo de vientos de alta resolución, para observar la variabilidad estacional en el comportamiento de los procesos de Ekman, encontrando la influencia de la topografía costera en la dinámica de Ekman



para el sistema de la corriente californiana, pero no se realizó un análisis de esta variabilidad con el monzón Norteamericano. A nivel regional en la ensenada de Panamá (donde se encuentra la CPC), se tienen trabajos como el de [10] donde se estudia la variabilidad estacional en la estructura tridimensional termohalina y dinámica del océano por cambios en los patrones de circulación debidos, entre otras cosas, a la interacción de los chorros de baja altura (del inglés Low Level Jet) de Panamá y el Chocó, notando una circulación de tipo monzónico. También se tiene el trabajo de [11] que hace mención a la dinámica de la salinidad superficial del océano relacionada con el bombeo de Ekman, el cual se ve influenciado por los vientos de tipo monzónico en la ensenada de Panamá. En cuanto a la región de interés, mas específicamente la CPC, en algunos trabajos se ha indicado la asociación existente entre los procesos de convergencia y divergencia que se dan en la capa superior con los de tipo atmosférico. Como ejemplo, se tiene a [12][13] donde usando un modelo de diagnóstico, se observó la consistencia en el comportamiento de dichos procesos con la migración de la ZCIT, por otro lado, la misma observación se obtuvo para los flujos de calor en la capa activa del océano, por ejemplo en el trabajo [14], sin embargo en los tres últimos no se hizo mención a la actividad del monzón americano.

Por un lado, en la CPC los estudios de los procesos en la capa superior son limitados y en algunos casos incompletos por falta de observaciones in situ [15]. Por otro lado, en los trabajos sobre la CPC es usual que se tenga en cuenta la migración de la ZCIT como condicional del comportamiento de los procesos de convergencia divergencia y flujos de calor en la capa superior. Sin embargo, se hace necesario tener en cuenta a otros procesos de forzamiento atmosférico que se observan en la región, por ejemplo el monzón americano, determinante en la oscilación anual de las precipitaciones [16]. Como ya se mencionó, una aproximación a la relación con el anterior fenómeno de interacción océano atmósfera se dio en [10], pero allí en el análisis estacional no se tuvo en cuenta variables como la precipitación y los flujos de calor. Por otro lado también hay una aproximación en el trabajo de [11] pero no se realizó el análisis de estructura vertical del océano, ni de los términos del balance de calor, que podrían estar relacionados con el monzón americano.

Dados los precedentes, en el presente trabajo se abordó la presente investigación a partir de la siguiente pregunta:

*¿Cuál es la influencia del monzón americano en los procesos de convergencia, divergencia y flujos de calor de la capa superior en la Cuenca del Pacífico Colombiano?*

Con el fin de encontrar la respuesta a esta pregunta, se siguieron actividades respondiendo a:

1. ¿Cuál es la distribución espacial de las zonas de convergencia y divergencia oceánicas?
2. ¿Cuál es el aporte de los componentes de forzamiento de ascenso y descenso de aguas (baroclínico, gradienta y eólico) en los procesos de convergencia y divergencia oceánicos?
3. ¿Cuál es la intensidad de los flujos de calor entre el océano y la atmósfera durante el año?

4. ¿Cuál es la relación de las variables atmosféricas que identifican al monzón americano con los procesos de convergencia, divergencia y flujos de calor en la capa superior del océano?

El presente trabajo se estructuró de la siguiente manera: en primer lugar, se presentan los objetivos considerados para resolver las preguntas de investigación, luego se dan a conocer los trabajos previos que motivan la investigación junto con el marco teórico de los temas tratados y explicación de la metodología empleada, además del contexto geográfico y climático de la CPC. Posteriormente se explica la metodología con la cual se trabajó en este proyecto, indicando los datos y procedimiento seguido para la consecución de los resultados. Después se presenta un capítulo con los resultados, exhibiendo el ciclo anual de los procesos de convergencia divergencia, contenido y flujos de calor en la cuenca. En éste capítulo se estudian las características propias del monzón americano en la CPC, identificando variables asociadas a su actividad, las cuales se comparan con los procesos de convergencia, divergencia y flujos de calor para determinar su influencia en dichos procesos. Finalmente se presentan las conclusiones derivadas de observaciones relevantes presentadas en el capítulo de resultados.

# CAPÍTULO 1

---

## Objetivos

---

Se propuso como solución al problema de investigación el *objetivo general* de

*Identificar la influencia de las variables atmosféricas que identifican al monzón americano en los procesos de convergencia, divergencia y flujos de calor en la capa superior del océano de la CPC.*

Para su consecución, a su vez se establecieron los siguientes *objetivos específicos*:

1. Establecer la distribución espacial de las zonas de convergencia y divergencia oceánicas.
2. Determinar los distintos aportes del forzamiento de ascenso y descenso de aguas en los procesos de convergencia y divergencia oceánicos.
3. Identificar la intensidad de los flujos de calor entre el océano y la atmósfera que se dan durante el año.
4. Analizar la relación de las variables atmosféricas que identifican al monzón americano con los procesos de convergencia, divergencia y flujos de calor.

## Marco de referencia

---

### 2.1. Antecedentes

Como ya se mencionó en la introducción, en diferentes partes del mundo se pueden encontrar estudios que han relacionado el efecto de los monzones sobre el balance de calor y los procesos de convergencia y divergencia. A continuación se muestran algunos resultados con mas detalle.

En el trabajo [8] se estudió el comportamiento del balance de calor en la capa de mezcla oceánica como resultado de una variedad de procesos en diferentes partes de la cuenca del Atlántico tropical. Usando datos de boyas del programa PIRATA (Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic), se observaron importantes emisiones de calor latente debidas al incremento de la velocidad del viento asociado a cambios en la componente meridional de los vientos alisios. Además, se evidenció que los procesos de advección en el océano son forzados por cambios en los vientos alisios, en particular asociados a una actividad de tipo monzónico.

Con datos de un modelo de circulación general oceánica, en el trabajo [17] se estudió la variabilidad estacional del balance de calor en la capa de mezcla para la parte norte del océano Índico. Se encontró que la advección horizontal tiene un importante papel en la variabilidad tanto de la temperatura como de la salinidad superficiales. Los procesos del balance de calor junto con los de ascenso y descenso de aguas (como el transporte y bombeo de Ekman), se observaron modulados por la actividad del monzón, pues éste controla la profundidad de la capa de mezcla resultando en mayor o menor absorción de calor por parte del océano. El comportamiento descrito se encuentra en Fig. 2.1.

Analizando datos de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) y de la precipitación, en el trabajo de [7] se estudiaron las perturbaciones de tipo intraestacional dadas por la Oscilación de Madden Julian (OMJ) para el año de 1999. Se expuso el efecto que tiene el bombeo de Ekman sobre la profundidad del inicio de la termoclina, indicando que en el caso de ser menos profunda la capa de mezcla, la hace mas reactiva al forzamiento en superficie. Mostró además que los procesos de forzamiento atmosférico dados en la capa somera como la precipitación son resultado de perturbaciones interestacionales controladas por la actividad convectiva del monzón.

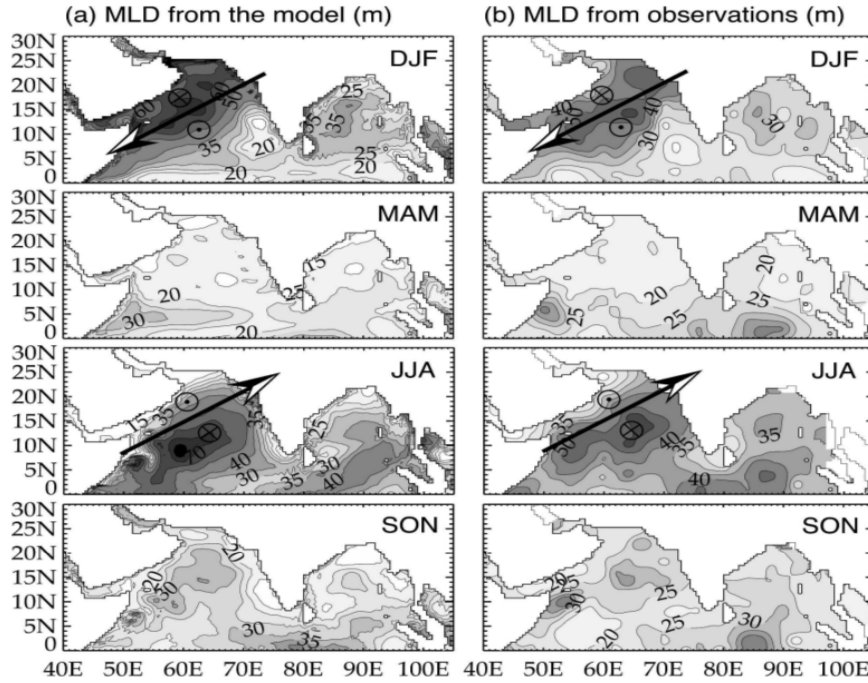


Figura 2.1: Mapas de distribución estacional de la profundidad de la capa de mezcla (a) para los valores modelados, (b) para los valores observados. Los símbolos  $\odot$  y  $\otimes$  denotan valores positivos y negativos del bombeo de Ekman respectivamente. Cálculos para el periodo 1993-2000. Fuente: [17].

A nivel regional, se han realizado estudios que mencionan una posible actividad semejante a un monzón en el control de procesos de convergencia y divergencia en el océano. Para la ensenada de Panamá se encuentra el trabajo de [10], donde se examinó la circulación estacional y la estructura termohalina tridimensional del océano usando productos satelitales y datos de cruceros. Se observó que la actividad del LLJ de Panamá en la estación de invierno boreal induce que la curvatura del estrés del viento (Fig. 2.2) tenga magnitudes positivas en el flanco Este y negativas en el Oeste de la banda donde se observa su mayor actividad. Mostró además que para la estación de verano la actividad del LLJ del Chocó con vientos de componente Oeste inducen una importante acumulación de agua dulce en las cercanías de la costa. Se resalta que en este trabajo las transiciones entre el LLJ del Chocó y el LLJ de Panamá presentan un esquema atribuible a una posible circulación monzónica en la cuenca.

En el estudio de [11] llevado a cabo en la ensenada de Panamá, se analizó la dinámica estacional de la salinidad mediante datos obtenidos in situ. Respecto a las variaciones en la salinidad del mar, se mostró que éstas responden a fuertes interacciones entre el océano, la atmósfera y el continente. Observó que los aportes de aguas lluvias de una actividad de tipo monzónico y el fluvial por parte del continente (Fig. 2.3), dan lugar a la disminución de la salinidad del mar al Este del meridiano  $81^\circ\text{W}$  de la ensenada en la primavera boreal, la cual se fortalece en otoño para luego nuevamente aumentar en invierno debido a corrientes

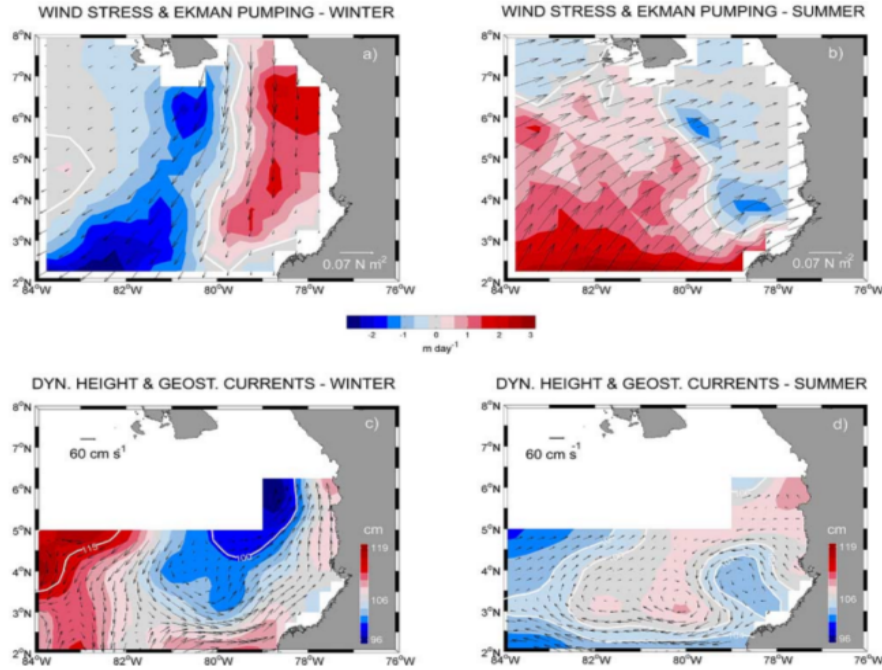


Figura 2.2: Vientos y corrientes geostróficas, estrés del viento bombeo de Ekman. Corrientes geostróficas 500db para el invierno de 2002 y el verano de 2003. Fuente: [10].

oceánicas inducidas por vientos y ascenso de aguas salinas desde las profundidades tal y como se puede observar en Fig. 2.4.

En cuanto a la convergencia y divergencia de Ekman, para la costa Oeste de Norteamérica, se resalta el estudio de las surgencias en la corriente californiana de [9], quienes observaron el comportamiento del sistema de surgencias en el año de 1999 usando un modelo de vientos de alta resolución. Se observaron valores de velocidades verticales significativos en proximidades a promontorios costeros, cuyas intensidades dependen de las variaciones estacionales de los vientos tal como se muestra en Fig 2.5. Además, en el trabajo exponen la importancia que tiene el bombeo de Ekman sobre el transporte a lo largo del año dado que las velocidades verticales debidas al primer proceso en la mayoría del tiempo superan en magnitud a los del segundo.

En cuanto a estudios en la CPC se destaca el trabajo [12] quienes usando un modelo de diagnóstico calculan las velocidades verticales de surgencia. Allí se concluyó que el principal aporte a las velocidades de surgencia lo da el componente eólico, además se resaltó que el comportamiento variable de las zonas con convergencias o divergencias se puede asociar a la posición en que se encuentre la ZCIT en los meses del año (Fig. 2.6).

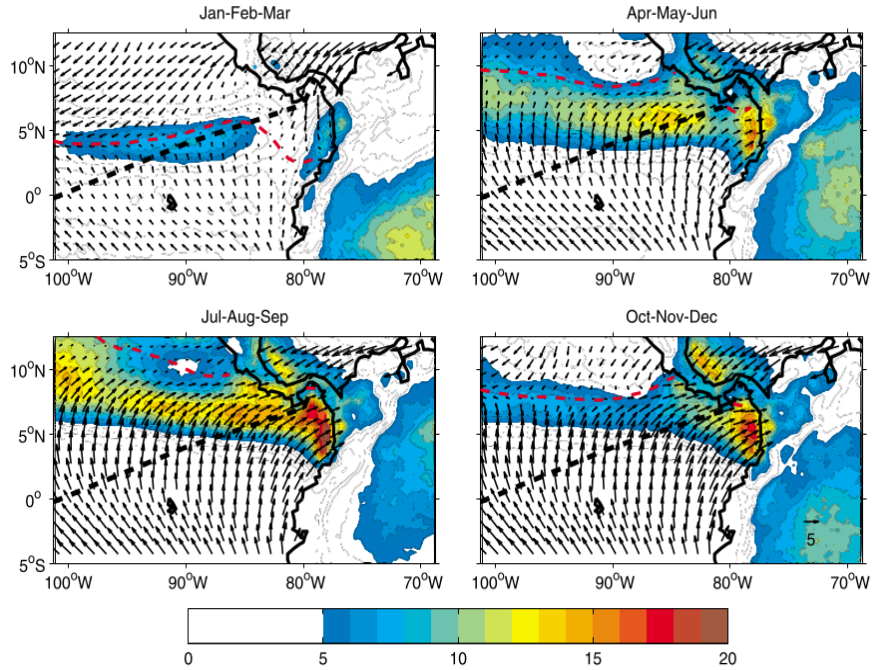


Figura 2.3: Climatología de vientos (vectores) y precipitación( $mm/d$ ) en el periodo 1998-2010. Fuente: [11].

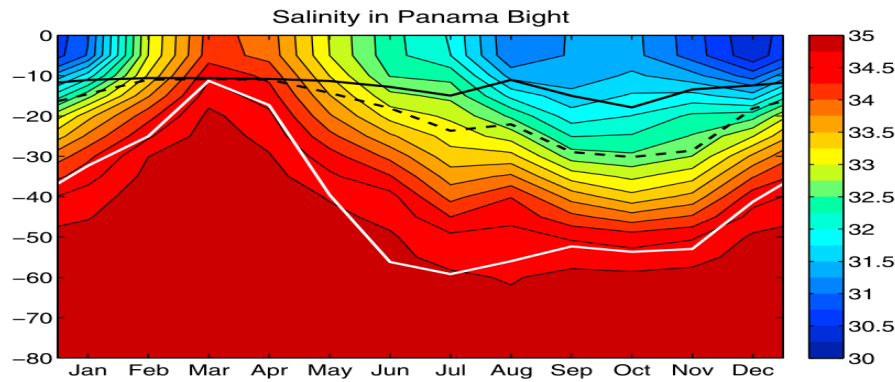


Figura 2.4: Ciclo estacional de la salinidad ( $psu$ ). Profundidad de la isoterma  $20^{\circ}C$  (línea blanca), de la capa de mezcla (línea negra continua) y de la capa isotérmica (línea negra discontinua) tomado de varios perfiles hidrográficos en la bahía de Panamá al Este del meridiano  $81^{\circ}W$  entre  $2$  y  $9^{\circ}N$  en el periodo 1950-2009. Fuente: [11].

## 2.2. Marco teórico y metodológico

### 2.2.1. Flujos de calor en el océano

Cerca de la mitad de la energía que llega principalmente del sol hacia la tierra es absorbida por el océano y los continentes, donde es temporalmente almacenada en la superficie. Solamente un quinto de esa energía radiante proveniente del sol es directamente absorbida

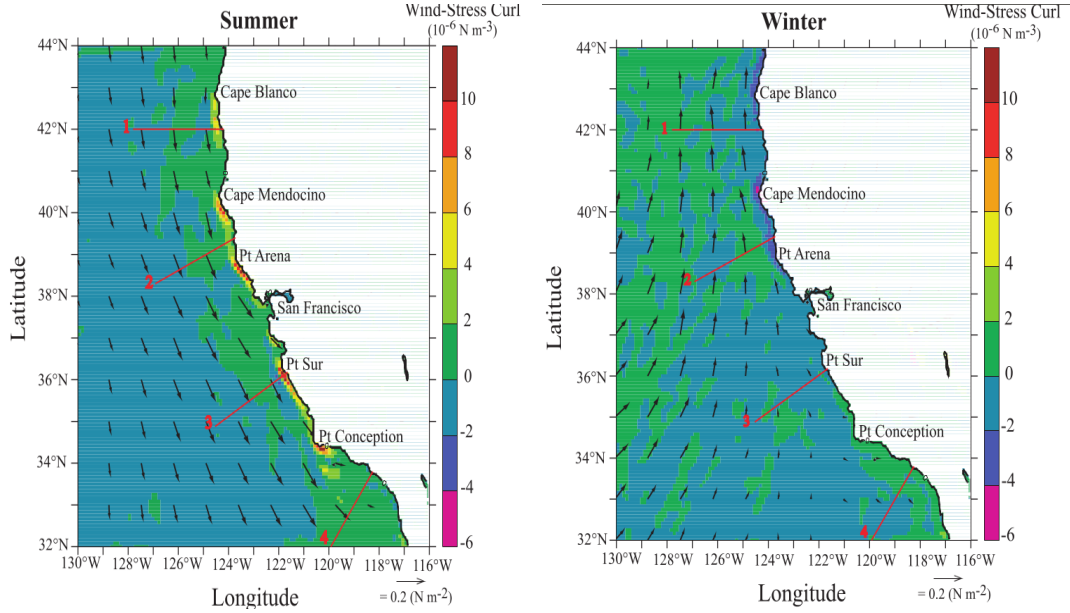


Figura 2.5: Curvatura del estrés del viento con valores promedio ( $Nm^{-3}$ ) para el verano y el invierno del año 2000 en el sistema de la corriente californiana. Fuente: [9]

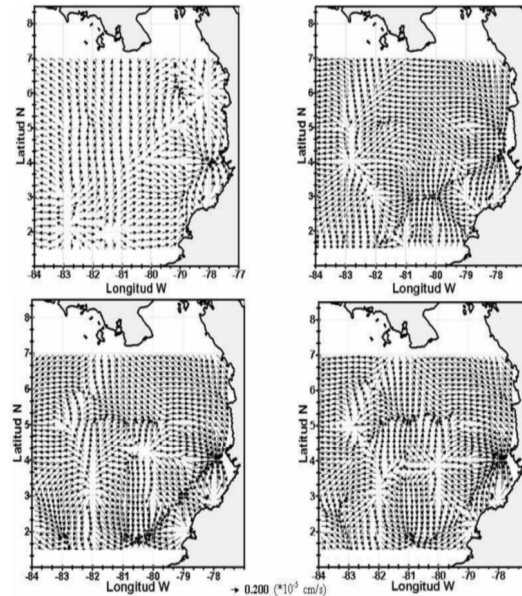


Figura 2.6: Zonas de convergencia y divergencia de la CPC para los meses de Marzo, Junio, Septiembre y Diciembre (Periodo) con rango de velocidades entre  $-400$  y  $2000 \times 10^{-5} cm/s$ . Fuente: [12].

por la atmósfera. De la energía absorbida por el océano, la mayoría es entregada (de manera local) a la atmósfera; por evaporación, radiación infrarroja, por conducción molecular y por turbulencia en la interface océano atmósfera. La energía restante es transportada por corrientes a otras regiones especialmente en las latitudes medias. Aquí, el calor se entiende



como el monto de energía térmica que puede ser transferida de un cuerpo a otro debido a diferencias de temperatura entre ellos.

Los intercambio de energía almacenada en las capas superiores del océano resultan de un desequilibrio local entre el calor que entra y sale a través de la superficie. A esa transferencia de calor a través de la superficie se le denomina *flujo de calor*.

El flujo de energía hacia las capas más profundas del océano usualmente es muy pequeño en comparación con el flujo que se da a través de la superficie. El flujo total de energía entrante y saliente del océano debe ser cero, pues de lo contrario éste se calentaría o enfriaría indefinidamente. A la suma de todos los flujos de calor hacia adentro o hacia afuera de un volumen de agua se le denomina *el balance de calor*.

Los términos mayores en el balance de calor a nivel de superficie en el océano son

- Insolación  $Q_{sw}$ , el flujo de luz solar hacia el océano (flujo de radiación de onda corta).
- Radiación infrarroja neta  $Q_{lw}$ , el flujo neto de radiación infrarroja del océano a la atmósfera (flujo de radiación de onda larga).
- Flujo de calor sensible  $Q_S$ , el flujo de calor hacia la atmósfera debido a conducción.
- Flujo de calor latente  $Q_L$ , el flujo de calor llevado por agua evaporada.
- Flujo por advección  $Q_V$ , comprende el calor transportado por las corrientes oceánicas.

Por la conservación del calor se requiere entonces que

$$Q_T = Q_{sw} + Q_{lw} + Q_S + Q_L + Q_V \quad (2.1)$$

Donde  $Q_T$  es la resultante del calor ganado o perdido. Las unidades para flujos de calor se dan en  $W/m^2$  [6].

Como ya se mencionó, en la capa superior es donde se observa la mayor acumulación de calor en el océano, por lo tanto para identificar los flujos y contenidos de calor en esta capa es necesario determinar su grosor.

Dentro de la capa superior se resaltan las capas isotérmica, de mezcla, de barrera y activa. La *capa isotérmica* se identifica como la primera capa del océano la cual posee valores de temperatura casi uniformes. De igual manera se define la *capa de mezcla*, solo que esta vez los valores de densidad la hacen visible debido a que los procesos dinámicos, como viento y corrientes, influyen en los procesos turbulentos que permiten la mezcla de sus propiedades [18]. La capa de barrera se forma por una fuerte estratificación salina, la cual conforma una barrera entre la capa de mezcla y la termoclina. Finalmente, la *capa activa* se define como aquella en la cual es posible observar la oscilación estacional de temperatura durante el año [19].

Para la identificación de la profundidad de las capas características de la capa superior oceánica existen varias metodologías[2], una de las cuales tiene en cuenta que la diferencia entre la temperatura  $T(z)$  a una profundidad  $z$  con la temperatura superficial  $T_s$  se

encuentre dentro de un umbral  $c$  (el cual varía de acuerdo a la exigencia del investigador):

$$|T_s - T| \leq c \quad (2.2)$$

donde  $c$  puede tomar valores de  $0,2^\circ C$ ,  $0,5^\circ C$  y  $0,8^\circ C$  [18]. También existe un método consistente en identificar la profundidad a la cual el gradiente vertical de temperatura  $\partial T / \partial z$  se encuentra dentro de un umbral de  $0,05^\circ C$  [2]. Existen otros métodos más objetivos (pues no dependen de un valor o umbral preestablecido), como por ejemplo, identificar cuándo  $\partial^2 T / \partial z^2$  toma su valor mínimo o máximo (pues es allí donde se observa un punto de inflexión que indica el cambio de capa hacia la termoclina o picnoclina). También en algunos trabajos se hace el seguimiento de la profundidad de la capa isotérmica observando dónde se ubica de la isoterma  $20^\circ C$  ( $Z_{T=20}$ ) tomándola como referente de la variación anual de la transferencia de calor hacia las profundidades o bien como un representante del grosor de la capa cálida superior como en [20]. En el presente trabajo también se hizo el seguimiento de la isoterma  $20^\circ C$  para comparar el comportamiento de las profundidades de estas capas.

En [2] se propuso una metodología para encontrar la profundidad de la capa de mezcla *MLD* (Mixed Layer Depth) o la isotérmica *ILD* (Isothermal Layer Depth) la cual puede denominarse el *método del ángulo máximo* (basado en determinar los valores angulares de los ajustes lineales de los perfiles de temperatura y densidad). En este método se determina a la *MLD* (*ILD*) teniendo un perfil de densidad (temperatura)  $\{f(z_i)\}_{i=1}^N$  por el siguiente algoritmo

1. Se ajustan los datos desde un nivel  $z_{k-m}$  hasta  $z_k$  ( $m < k$ ) por una recta  $R_{1k}$

$$R_{1k} : c_{k1} + G_{k2}z \quad , \quad z_{k-m} \leq z \leq z_k$$

2. Se ajustan los datos desde el nivel  $z_{k+1}$  hasta  $z_{k+m}$  por otra recta  $R_{2k}$

$$R_{2k} : c_{k1} + G_{k2}z \quad , \quad z_k < z \leq z_{k+m}$$

Se toma  $\theta_k$  como el ángulo formado por las anteriores rectas en el punto  $f(z_k)$

$$\theta_k = \angle(R_{1k}, R_{2k})$$

Entonces el criterio para identificar la profundidad  $z_k$  a la que se encuentra *MLD* (*ILD*) es que  $\theta_k$  alcance su valor máximo para dicha  $z_k$

$$\theta_k \longrightarrow \text{máx}$$

Puesto que la función  $\tan$  es creciente  $(-\pi/2, \pi/2)$  por comodidad, es equivalente a decir

$$\tan \theta_k \longrightarrow \text{máx} \quad (2.3)$$

donde la función tangente de ese ángulo se puede escribir en términos de los coeficientes de ajuste

$$\tan \theta_k = \frac{G_{k2} - G_{k1}}{1 + G_{k1}G_{k2}} \quad (2.4)$$

Una vez identificadas *MLD* y *ILD*, se puede hallar el grosor de la capa de barrera por tomar la diferencia entre las dos últimas (en valor absoluto).

La profundidad de la capa activa *ALD* (Active Layer Depth) se puede encontrar recurriendo a la definición, al observar el parámetro de temperatura durante el año a diversas profundidades y establecer dónde ya no se observan las oscilaciones estacionales. Otro método es observando la evolución de la amplitud de temperatura  $a(z)$

$$a(z) = T_{max}(z) - T_{min}(z) \quad (2.5)$$

donde  $T_{max}$  ( $T_{min}$ ) es el valor máximo (mínimo) de temperatura encontrado en la profundidad  $z$  a lo largo del año. Al encontrar el primer mínimo se puede decir que allí se ubica la *ALD* (por la misma definición puesto que los cambios térmicos son pequeños y ya no estarán asociados con procesos en superficie). Finalmente se puede usar el gradiente térmico para determinar la *ALD*, pues cuando éste toma un valor mínimo, indicaría que por mezcla el aporte térmico es menor, luego la profundidad *ALD* se define de tal forma que  $C$  sea el primer mínimo no debajo del límite inferior de la termoclina  $z_{TC}$ :

$$C = \min_{0 \leq z \leq z_{TC}} \left\{ \frac{\partial T}{\partial z}(z) \right\}$$

Una vez identificada la profundidad *ALD* es posible encontrar la distribución de calor  $q_h$  ( $h = ALD$ ) por tomar

$$q_h = \int_0^h c_p \rho \Delta T dz \quad (2.6)$$

donde  $c_p$  ( $cal/^\circ C kg$ ) es el calor específico del agua marina,  $\rho$  ( $kg/m^3$ ) su densidad, y  $\Delta T$  ( $^\circ C$ ) el cambio en la temperatura [21]. El valor  $q_h$  corresponde al monto de calor disponible por calentamiento del océano sobre un periodo de tiempo  $[0, T]$  dado:

$$q_h = \int_0^T Q_T dt = \int_0^T [Q_{sw} + Q_{lw} + Q_S + Q_L + Q_V] dt \quad (2.7)$$

Para simplificar la expresión 2.6, el cálculo del contenido de calor se realiza para un corte de  $1cm^2$  de la columna de agua en la capa activa. Al tomar los valores de densidad del mar y la capacidad de calor con magnitud de 1 aproximadamente, entonces el contenido de calor  $q_h$  ( $kcal/cm^2$ ) se calcula de acuerdo a [22] por:

$$q_h = 0,1h\bar{T}_p \quad (2.8)$$

Donde  $h$  ( $m$ ) es *ALD*,  $\bar{T}_p$  ( $^\circ C$ ) es una media ponderada de la temperatura:

$$\bar{T}_p = \frac{\sum_{i=1}^n w_i \bar{T}_i}{h} \quad (2.9)$$

con  $w_i$  el porcentaje de cada subcapa con respecto a *ALD*:

$$w_i = \frac{h_{i+1} - h_i}{h} \times 100 \quad (2.10)$$

y  $\bar{T}_i$  la temperatura media para cada subcapa:

$$\bar{T}_i = \frac{T(h_{i+1}) + T(h_i)}{2} \quad (2.11)$$

$h_i$  (m) es la profundidad de cada nivel y  $T(h_i)$  ( $^{\circ}C$ ) sus respectivas temperaturas.

Finalmente al obtener los valores de contenido de calor para cada mes  $q_j$  ( $j=1,\dots,11$ ) se obtienen los valores de los flujos de calor  $q_{j \rightarrow j+1}$  ( $kcal/cm^2$ ) por calcular

$$q_{j \rightarrow j+1} = q_{j+1} - q_j \quad (2.12)$$

### 2.2.2. Convergencia y divergencia en el océano

Como ya se mencionó, los procesos de ascenso (*divergencia*) y descenso (*convergencia*) de aguas en el océano se generan por distintos mecanismos, entre los cuales se encuentra el baroclínico (relacionado con las diferencias de temperatura y salinidad), el eólico (relacionado con los efectos de vientos en superficie) y el gradiental (relacionado con la heterogeneidad en la elevación de la superficie oceánica).

En el caso del viento, la divergencia y convergencia se puede dar por dos procesos; el transporte y el bombeo Ekman[3]. El primero es debido a vientos uniformes que se dan a lo largo de las costas, los cuales mueven las aguas en dirección a la costa o fuera de ésta debido también a la rotación de la tierra. El efecto de este movimiento puede resultar en un forzamiento para el descenso de las aguas costeras o el ascenso de aguas profundas (ricas en nutrientes) hacia la superficie Fig. 2.7.

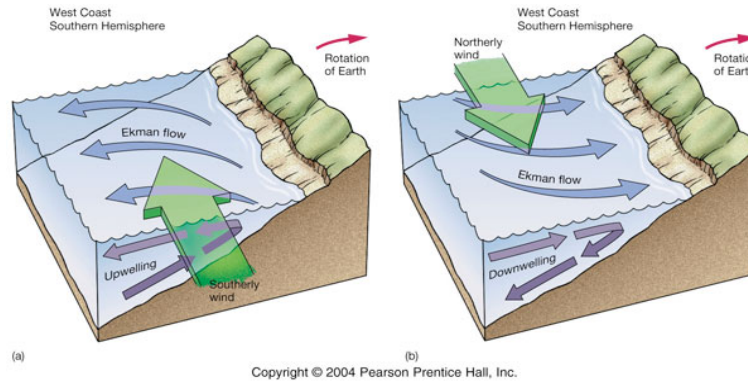


Figura 2.7: Mecanismo del transporte de Ekman. Fuente: [23].

Para el segundo proceso, el bombeo de Ekman, la curvatura o rotor del estrés del viento (forzamiento del viento sobre la superficie del agua oceánica) genera en la superficie divergencia o convergencia lo cual conlleva al ascenso o descenso de las aguas.

El transporte y bombeo de Ekman se obtienen calculando en primera instancia el valor del estrés del viento  $\tau$  ( $N/m^2$ ) según [9]:

$$\tau = \rho_a C_d |\mathbf{v}| \mathbf{v} \quad (2.13)$$

Donde  $\rho_a$  es la densidad del aire ( $1,2kg/m^3$ ),  $\mathbf{v} = (u, v)$  velocidad del viento,  $|\mathbf{v}| = (u^2 + v^2)^{1/2}$  su magnitud ( $m/s$ ),  $C_d$  el coeficiente dinámico de arrastre calculado según [24] como:

$$C_d = \begin{cases} 0,29 + 3,1/|\mathbf{v}| + 7,7/|\mathbf{v}|^2 \cdot 10^{-3} & |\mathbf{v}| \leq 6m/s. \\ 0,6 + 0,07|\mathbf{v}| \cdot 10^{-3} & 6m/s < |\mathbf{v}| \leq 26m/s \end{cases} \quad (2.14)$$

El transporte de Ekman  $\mathbf{M}$  ( $m^2/s$ ) se calcula según [25]:

$$\mathbf{M} = \frac{1}{\rho_w f} \tau \times \mathbf{k} \quad (2.15)$$

Donde  $\rho_w$  es la densidad del mar ( $kg/m^3$ ) y  $f$  es el parámetro de Coriolis ( $1/s$ ).

En el presente trabajo  $\rho_w$  no se consideró constante a lo largo de la cuenca y se calculó mediante de la temperatura  $T_w$  y la salinidad  $S_w$  y la presión del mar  $P_w$  siguiendo la ecuación de estado internacional EOS-80 para la densidad del mar  $\rho_w$  como sigue

$$\rho_w = \frac{\varrho}{1 - P_w/\kappa \times 10^{-5}} \quad (2.16)$$

donde el coeficiente  $\varrho$  es calculado en función de  $T_w$  y  $S_w$ , y  $\kappa$  teniendo en cuenta a  $T_w$ ,  $S_w$  y  $P_w$  [26].

Finalmente la velocidad del bombeo de Ekman  $w$  ( $m/s$ ) se obtiene según [4] como sigue

$$w = \frac{1}{\rho_w f} \nabla \times \tau \quad (2.17)$$

Donde  $\nabla \times \tau$  es la curvatura o rotor del estrés del viento  $\tau$ .

Para conocer los procesos de ascenso y descenso de aguas, también se tiene en cuenta el cálculo de velocidades verticales de surgencia  $v_z$  usando el modelo de diagnóstico desarrollado en [27] que además del viento (parámetro eólico), considera el aporte baroclínico y gradiental en los movimientos verticales. Partiendo de la ecuación de continuidad en coordenadas esféricas se deriva las velocidades verticales  $v_z$  como sigue

$$v_z = -\frac{\nabla^2 P}{2f\rho\alpha'r^2} + \frac{\sin\theta}{2f\rho\alpha'r^2 \cos\theta} \left( -\frac{\partial P}{\partial\theta} + \frac{1}{\sin\theta} \frac{\partial P}{\partial\phi} \right) + \frac{gz}{fr^2 \cos\theta} \frac{\partial\zeta}{\partial\phi} - \frac{g}{fr^2 \cos\theta} \int_0^z (z-\xi) \frac{\partial\rho}{\partial\phi} d\xi \quad (2.18)$$

Donde  $\nabla^2$  es el operador laplaciano, que en coordenadas esféricas tiene la siguiente presentación

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left( r^2 \frac{\partial}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin\theta} \frac{\partial}{\partial\theta} \left( \sin\theta \frac{\partial}{\partial\theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2\theta} \frac{\partial^2}{\partial\phi^2} \quad (2.19)$$

$P(Pa)$  es la presión atmosférica,  $\theta, \phi$  la latitud y longitud respectivamente,  $f(1/s)$  el parámetro de Coriolis,  $r(m)$  el radio de la tierra,  $\alpha', \alpha$  los parámetros de Ekman para el océano y la atmósfera respectivamente,  $\zeta(m)$  la superficie libre o elevación de la superficie y  $\rho(kg/m^3)$  la densidad del mar calculado de la misma manera como se realizó para el análisis de Ekman.

Para los campos  $\psi = P, \zeta, \rho$  la ecuación 2.18 en el presente trabajo se aproximaron mediante el esquema de discretización en una grilla  $(i, j)$  de diferencias centradas para las componentes diferenciales  $\partial/\partial\varphi$ ,  $\partial^2/\partial\varphi^2$  ( $\varphi(k) = \theta(j), \phi(i)$ ) de la siguiente manera

$$\begin{aligned} \left[ \frac{\partial\psi}{\partial\varphi} \right]_k &\simeq \frac{\psi_{k+1} - \psi_{k-1}}{2h_\varphi} \\ \left[ \frac{\partial^2\psi}{\partial\varphi^2} \right]_k &\simeq \frac{\psi_{k+1} - 2\psi_k + \psi_{k-1}}{h_\varphi^2} \end{aligned} \quad (2.20)$$

donde  $h_\varphi$  es el incremento de paso angular para  $\varphi$ .

Una vez calculados los valores de  $\partial\rho/\partial\phi$ , la parte integral de 2.18 se aproximó mediante la cuadratura de Gauss-Legendre. Siendo  $\Psi(\xi) = (z-\xi)\frac{\partial\rho}{\partial\phi}$ , su integral entre las profundidades 0 y  $z$  se aproxima como

$$\int_0^z \Psi(\xi) d\xi = \frac{z}{2} \int_{-1}^1 \Psi\left(\frac{z\xi}{2} + \frac{z}{2}\right) d\xi \simeq \frac{z}{2} \sum_{i=1}^n w_i \Psi\left(\frac{z\xi_i}{2} + \frac{z}{2}\right) \quad (2.21)$$

Donde  $w_i$  son pesos definidos por las raíces  $\xi_i$  del polinomio de Legendre  $P_n(x)$  [28]:

$$w_i = \int_{-1}^1 \prod_{j=1(i \neq j)}^n \frac{x - \xi_j}{\xi_i - \xi_j} \quad (2.22)$$

### 2.2.3. Los monzones: El Monzón del Oeste de América Ecuatorial

La circulación de tipo monzónico mas fuerte y más estudiada del planeta se da en la región del Sudeste asiático y el Norte del océano Índico. Desde el punto de vista de la situación geográfica, son varias las razones para que esta circulación se desarrolle en una región: la primera es una distribución continente-océano favorable; que esté ubicada en un lugar como en las regiones tropicales, donde el calor se presenta en forma de grandes fuentes o sumideros de acuerdo con la estacionalidad, esto recordando que el sistema monzónico representa una analogía de la circulación de brisa marina a gran escala 2.8. Otra razón es la misma orografía, como ejemplo, los Himalayas (para el caso del monzón del Sudeste asiático) que además de proteger la región de los vientos fríos de Asia central ayudan a definir bien la circulación del monzón de verano constituyendo una barrera para la humedad y vientos que soplan desde el océano Índico [29].

Desde el punto de vista meteorológico, los criterios clásicos para la definición de un monzón son especificados en el trabajo [30] y éstos son:

- Cambio predominante de la dirección de los vientos de aproximadamente  $120^\circ$  entre los meses de enero y julio.
- Predominancia en la frecuencia de los vientos del 40 %.
- Velocidad media del viento excediendo los  $3m/s$ .
- Los patrones de presión con comportamientos estables.

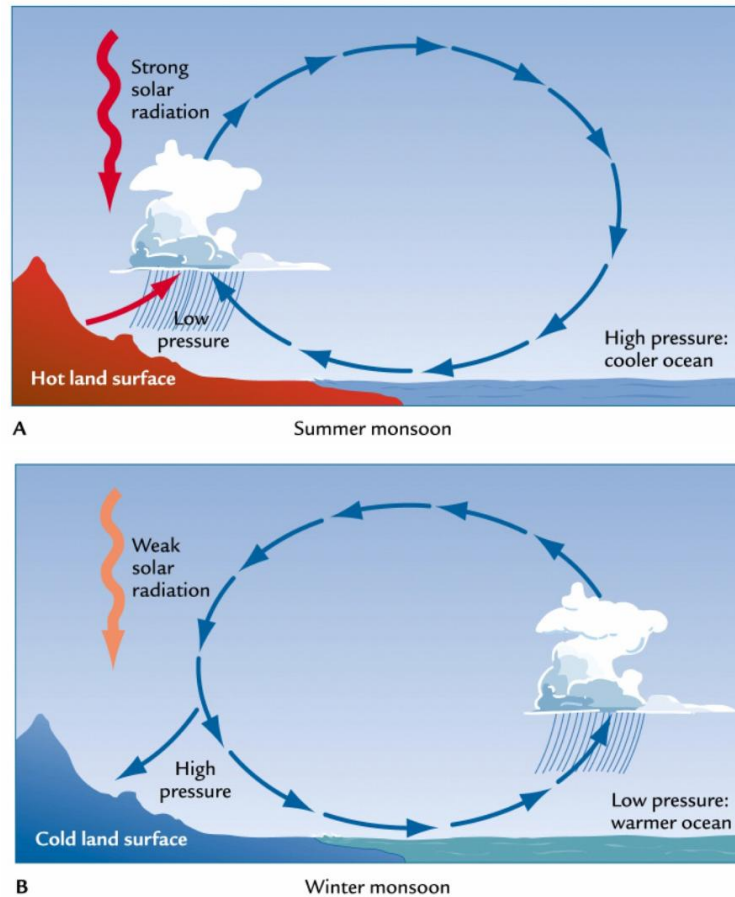


Figura 2.8: Esquema de la circulación de tipo monzónico: (A) de verano: el continente funciona como una fuente de calor y el océano un sumidero y (B) de invierno: El océano funciona como una fuente de calor en superficie y el continente como un sumidero. Fuente: [32]

Sin embargo según [31] los tres primeros criterios son los más decisivos para considerar la presencia de un monzón.

Los lugares en los cuales el anterior criterio se satisface son el continente africano (*monzón africano*) y el sector que comprende a la parte Sur de Asia y Norte de Australia (*monzón asiático-australiano*). En el continente americano se da una circulación similar, conocida como el *sistema del monzón americano* SMA el cual se puede subdividir en el Sistema del Monzón de Norteamérica (SMNA) y el Sistema del Monzón de Sudamérica (SMSA) teniendo en cuenta que entre las características citadas por [30] a pesar de que no es muy claro para el caso del monzón de invierno en cuanto a la circulación [33] Fig.2.9 se satisface la definición de monzón en la forma mas general [34], teniendo en cuenta las variaciones en precipitación 2.10.

Como ya se mencionó, una de las características que influye en la formación del monzón es la interrelación de las masas continentales (que para el caso de América tiene una predominante extensión meridional de los 50°S a los 70°N), con grandes zonas montañosas a lo largo del continente (desde la cordillera de los Andes hasta las Montañas Rocosas)

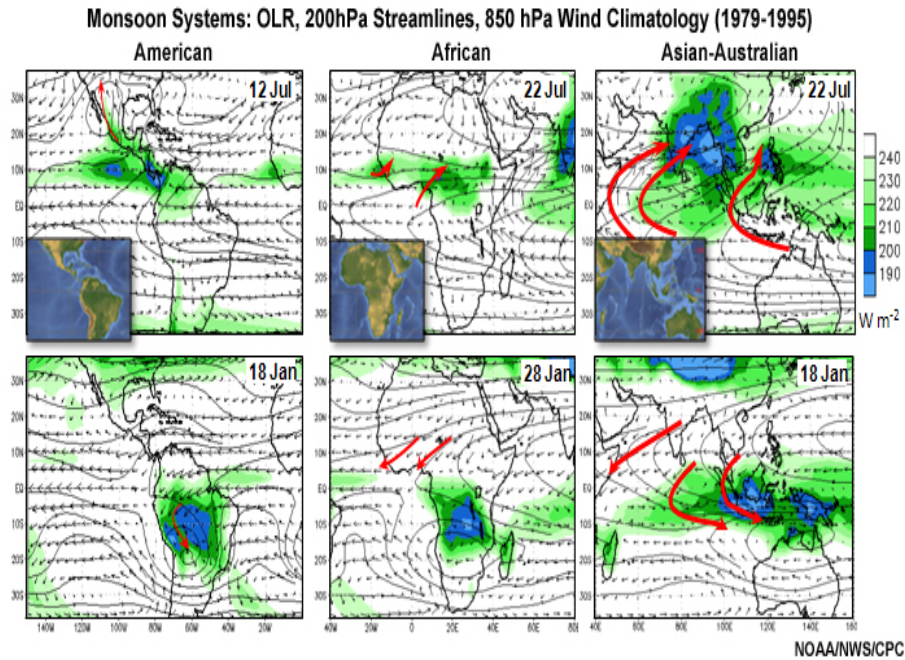


Figura 2.9: Sistema global de los monzones, cercanos a los periodos de mayor actividad. Fuente:[35].

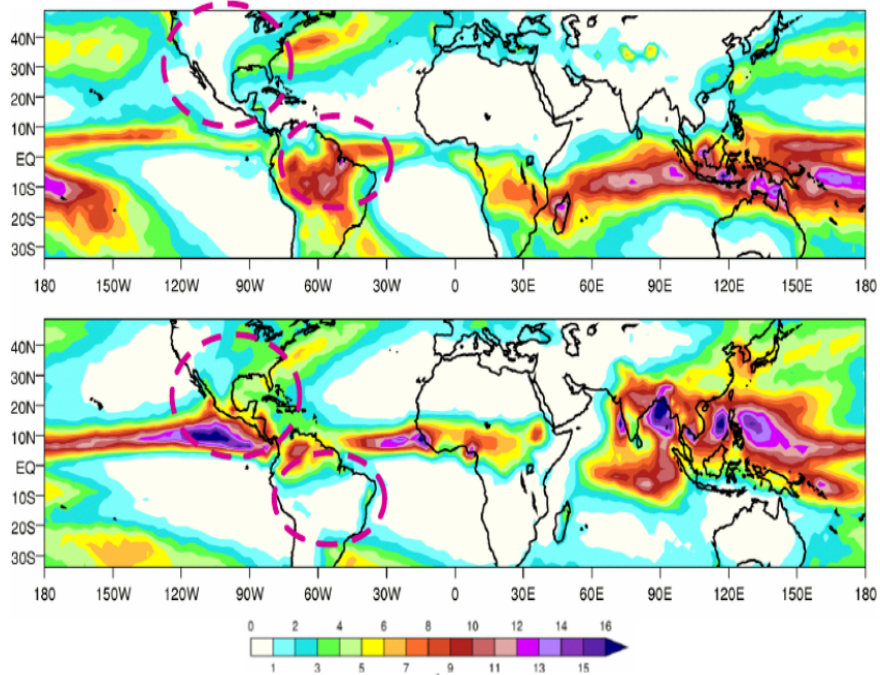


Figura 2.10: Diferencia de precipitación entre las estaciones de invierno y verano boreal ( $mm/d$ ). Los contornos discontinuos magenta resaltan el sistema de monzones del continente americano. Arriba DEF, abajo JJA. Fuente: [36].



que bloquean efectivamente la influencia del océano Pacífico en niveles bajos, y los océanos adyacentes al continente que intervienen en la formación del SMA como fuente de calor dada a través de la TSM 2.11

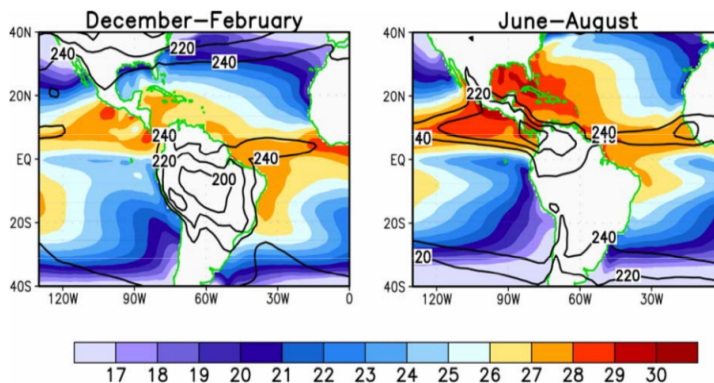


Figura 2.11: Distribución de la temperatura superficial del mar ( $^{\circ}\text{C}$ , sombreado), radiación de onda corta saliente OLR ( $\text{Wm}^{-2}$ , contornos) para Diciembre-Febrero (izquierda) y Junio-Agosto(derecha). Fuente: [37]

Las diferencias entre los componentes energéticos del SMA están relacionadas con la posición de las fuentes de calor en las regiones Norte-Centro América y Sudamérica, las cuales forman dipolos que originan al SMNA y al SMSA respectivamente.

Para el SMNA, la parte de Centroamérica y Norteamérica tropical se encuentran rodeadas al Este y Suroeste por las aguas de la piscina cálida del Pacífico, el golfo de México y mar Caribe; y al Noroeste por aguas frías de las costas de California y baja California. Para el SMSA, se encuentran las aguas de la piscina cálida del atlántico al Este del continente y la piscina fría del Pacífico adyacente a las costas de Perú y Ecuador por el Oeste. Desde el punto de vista meteorológico, los valores máximos de precipitación en estos dos sistemas monzónicos del continente americano inician el cambio de su posición latitudinal durante los equinoccios. Estas características dan origen a una circulación de tipo monzónico en el continente americano, lo cual se observa en Figs 2.12 2.13 para las estaciones cálidas. Esta fase para el SMNA 2.12 (izquierda) se caracteriza por una región de intensas precipitaciones provenientes de la ZCIT del Pacífico Este, extendiéndose con dirección Norte hacia México y el Sudeste de los Estados Unidos, con grandes valores en la parte occidental de las zonas de montaña. Algo similar sucede desde el golfo de México hacia el valle del Mississippi en dirección hacia los Grandes Lagos. El contraste continental del contenido de humedad entre el Este y Oeste es clave en la circulación monzónica en esta región. El transporte de humedad hacia Norteamérica se asocia con la advección a gran escala desde el golfo de México, también con LLJs sobre el golfo de California y el Este de las montañas rocosas Fig. 2.13 (izquierda).

La fase cálida del SMSA Fig. 2.12 (derecha) se caracteriza por intensas precipitaciones sobre la parte central de Brasil y el Este de Bolivia, asociadas a la ZCIT del Atlántico Sur. El anticiclón de alto nivel asociado con el SMSA (la alta de Bolivia) se establece cerca del Altiplano Boliviano. Los vientos alisios proveen al SMSA de humedad proveniente del océano Atlántico tropical. A su vez ese transporte de humedad favorece el desarrollo de

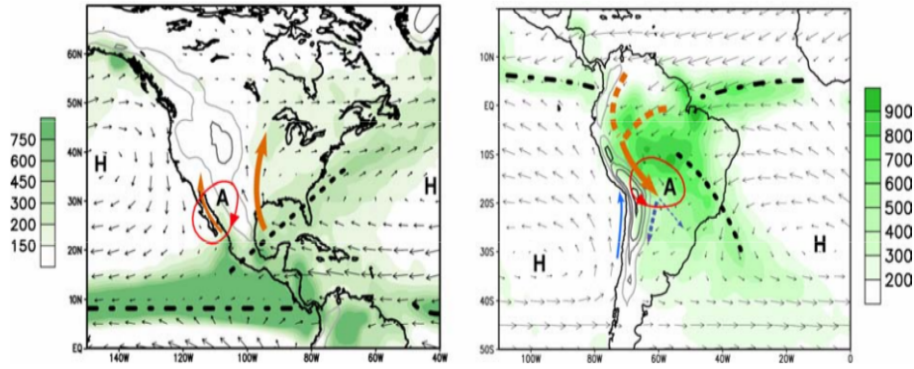


Figura 2.12: Ilustración esquemática de los sistemas monzónicos de Norteamérica y Sudamérica (izquierda y derecha respectivamente). Líneas discontinuas indican zonas de convergencia, región sombreada precipitaciones, flechas negras el campo de vientos a bajo nivel ( $900hPa$ ) y flechas naranjas indican el transporte de humedad. Circunferencias en color rojo indican la posición de anticiclones de la alta troposfera característicos de los monzones de verano. Fuente: [37].

un LLJ que se ubica en el flanco Este de la cordillera andina Fig 2.13 (derecha).

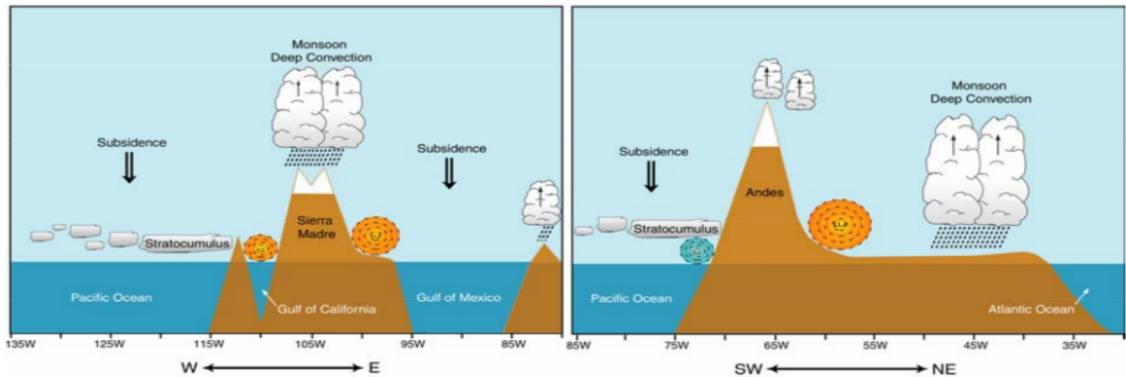


Figura 2.13: Corte vertical para la correspondiente estación de verano del continente americano; alrededor de los  $30^\circ N$  (izquierda) y Suroeste Noroeste (derecha). Se indican las regiones con convección profunda y chorros de baja altura. Fuente: [37].

Particularmente para la CPC se podría asociar la actividad del monzón a la del SMNA, sin embargo éste posee características distintas a las que se presentan en la región de estudio; y es que al sur de América central efectivamente se observa una circulación de tipo monzónico, especialmente en frente del océano Pacífico, entre los  $5^\circ N$  y  $12^\circ N$  [38], donde además del cambio en la dirección de los vientos, el régimen lluvioso es típicamente monzónico y su duración puede llegar a ser entre seis y siete meses en la zona, siendo diferente a lo que se observa en el valle del río Mississippi e incluso al Suroeste de Norteamérica, donde no se observan las características persistentes que identifican a una circulación monzónica además de las asociadas a la dirección de los vientos.

Más aún, en el trabajo [39] se expone la existencia de un monzón al oeste del continente americano por el sector ecuatorial como se puede observar en la figura 2.14, en la cual se distinguen los monzones tropicales (cuyo comportamiento se encuentra regulado por a migración de la ZCIT) y otros que se presentan en otras latitudes. Por su parte, en el trabajo [40] se confirma la existencia de un monzón tropical al oeste del continente americano en cual se denominó el Monzón del Oeste de América Ecuatorial (MOAE) el cual se presenta en el área de estudio considerada en el presente trabajo, la CPC, tal y como se puede observar en la figura 2.15.

*Dado que el sistema del monzón que se presenta al oeste de América Ecuatorial es el que afecta a la CPC, en el presente trabajo se entenderá como monzón al MOAE, diferenciándose del SMNA y SMSA.*

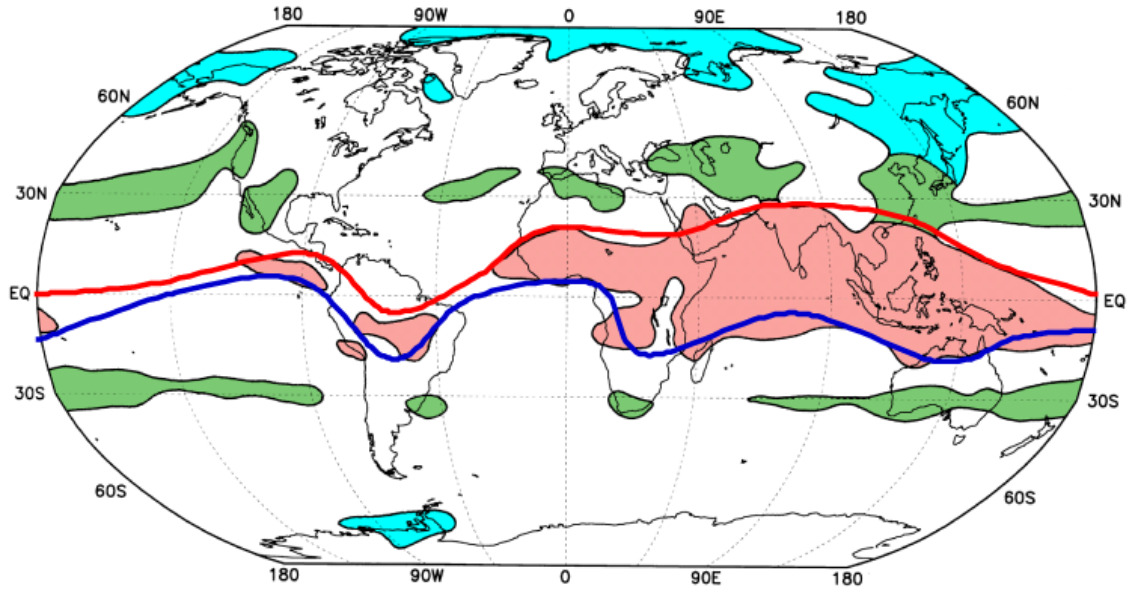


Figura 2.14: Ubicación geográfica de los diferentes sistemas monzónicos en el Mundo. las regiones sombreadas de rojo representan las áreas donde se presentan monzones tropicales, en verde los subtropicales y en azul los glaciales. Las líneas Roja y Azul representan respectivamente la posición media de la ZCIT en el verano e invierno boreal. Fuente: [39].

Para la identificación de los monzones, se han propuesto varios índices para tales procesos los cuales se pueden establecer a partir diversas variables como lo son la precipitación y el viento [29], uno de ellos es el relacionado con la estacionalidad dinámica normalizada  $\delta$  DNS (Dynamical Normalized Seasonality) [41], el cual se empleó en el presente trabajo y ha sido utilizado para identificar la influencia del monzón que se observa en la CPC en las precipitaciones en la parte continental del Oeste colombiano [16]. Se define  $\delta$  para un periodo de observaciones como

$$\delta = \frac{\|\overline{\mathbf{V}_1} - \mathbf{V}_i\|}{\|\overline{\mathbf{V}}\|} - 2 \quad (2.23)$$

Donde  $\overline{\mathbf{V}_1}$  y  $\mathbf{V}_i$  ( $i = 2, \dots, 12$ ) son los vectores de viento promedio para enero y mensual en un punto respectivamente,  $\overline{\mathbf{V}}$  es el valor promedio de los vectores del viento para enero y

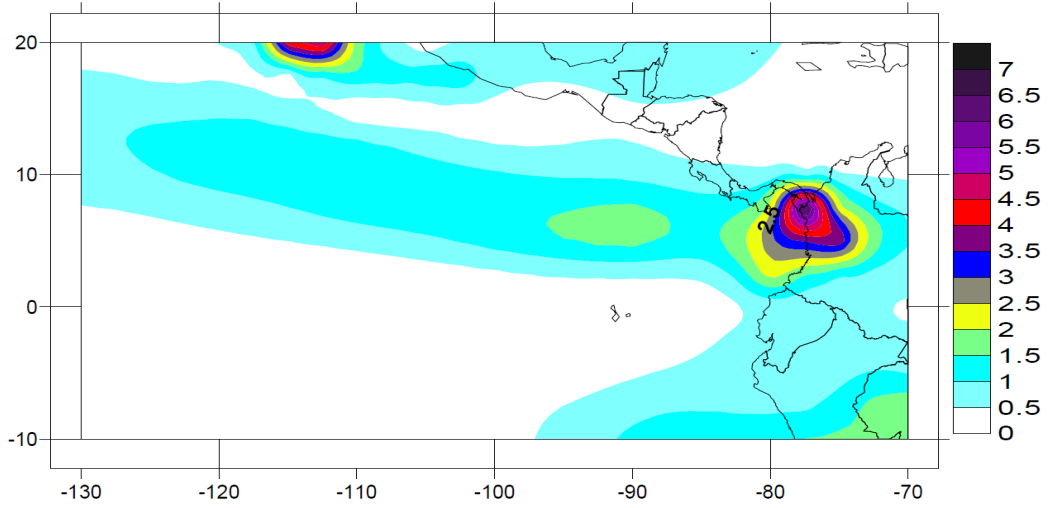


Figura 2.15: Ubicación del área de actividad del MOAE, mediante el índice de actividad monzónica DNS de vientos a  $850hPa$ . Fuente: [40].

julio. La norma  $\|\cdot\|$  se define para un vector de viento  $A$  como

$$\|A\| = \left( \iint_S |A|^2 dS \right)^{1/2} \quad (2.24)$$

donde  $|\cdot|$  es la norma euclidiana y  $S$  el dominio de integración. Así definido el índice  $\delta$  tienen los siguientes casos y lo que se observa según su signo.

$$\delta = \begin{cases} \alpha > 0 & \text{monzón de verano (invierno) en el hemisferio Norte (Sur)} \\ \alpha < 0 & \text{monzón de invierno (verano) en el hemisferio Norte (Sur)} \end{cases}$$

Dicha norma en el presente trabajo se aproximó para cada punto  $(i, j)$  de la discretización mediante el siguiente esquema

$$\|A_{i,j}\| \simeq \frac{r\Delta\phi\Delta\lambda}{4} \left[ \left( |A_{i-1,j}|^2 + 4|A_{i,j}|^2 + |A_{i+1,j}|^2 \right)^{\frac{1}{2}} \cos\phi_j + |A_{i-1,j}|^2 \cos\phi_{j-1} + |A_{i+1,j}|^2 \cos\phi_{j+1} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (2.25)$$

Donde  $\phi_j$  es la latitud en el punto  $(i, j)$ ,  $r$  es el radio medio de la tierra  $\Delta\phi$ ,  $\Delta\lambda$  los incrementos angulares de latitud y longitud respectivamente.

Las variables de precipitación y *OLR* también fueron analizadas con este índice con el fin de verificar las características monzónicas en la CPC.

#### 2.2.4. Heramientas estadísticas de análisis para las series de tiempo

Dado que se obtienen campos en forma de series de tiempo se hace necesario distribuir el espacio y tiempo de una variable de tal manera que se pueda visualizar el peso de la variación de la misma a través del tiempo, para lo cual se puede utilizar el análisis

de componentes principales PCA (Principal Component Analysis) mediante el empleo de Funciones Empíricas Ortogonales EOFs (Empirical Orthogonal Functions).

Dada una serie temporal de campos  $\Phi(x, y, t)$  (o de manera más conveniente su anomalía), el análisis de componentes principales encuentra un conjunto  $\{\Xi_i(x, y)\}_{i=1}^m$  de EOFs empleados para encontrar un conjunto de variables nuevas  $\{\pi_i(t)\}_{i=1}^m$  que contengan la mayor cantidad de información posible sobre  $\Phi$  de tal manera que éste se pueda expresar como combinación lineal de las anteriores

$$\Phi(x, y, t) = \sum_{i=1}^m \pi_i(t) \Xi_i(x, y) \quad (2.26)$$

En este caso  $\{\Xi_i\}_{i=1}^m$  es el conjunto de eigenvectores de la matriz de covarianza de la variable aleatoria  $\Phi$  que son estructuras espaciales ortonormales en el espacio y  $\{\pi_i\}_{i=1}^m$  son las componentes principales (PC) ortogonales dos a dos en el tiempo y muestran *cómo ha variado cada estructura espacial en el tiempo* [42].

Las componentes principales  $\pi_i$  se pueden calcular proyectando la matriz original de datos  $\Phi$  sobre las EOFs  $\Xi_i$  como sigue

$$\pi_i = \Phi \Xi_i \quad \forall i = 1 \dots m \quad (2.27)$$

Aquí, el porcentaje de la varianza explicada de  $\Phi$  por cada  $\pi_i$  se puede obtener a partir de los eigenvalores  $\lambda_i$  de la matriz de covarianza de  $\Phi$  como sigue

$$\text{var}(\pi_i) = \frac{\lambda_i}{\sum_{i=1}^m \lambda_i} \times 100 \% \quad (2.28)$$

En este caso, dado que por lo general las primeras EOFs  $\Xi_i$  explican la mayor cantidad de la varianza de la variable  $\Phi$  es usual escoger sus correspondientes componentes principales  $\pi_i$  para el estudio de las mismas como series que varían solamente tiempo conteniendo la mayor cantidad de información de la variable espacial  $\Phi$ .

Al considerar una serie de tiempo de variables geofísicas (como las que se consiguen de  $\Xi_i$ ) a veces se hace necesario filtrar las señales en dichas series relacionadas con frecuencias que caracterizan a los procesos analizados, pues como sucede en muchas variables que son indicadores de procesos geofísicos, pueden ser alteradas por otros procesos que se dan en diferentes escalas temporales.

Para identificar las frecuencias características de un proceso o señal  $\{x_n\}_{n=1}^N$  se puede recurrir al periodograma de la serie de tiempo, el cual presenta un estimativo de la densidad de poder espectral. El periodograma  $P(f)$  (en función de la frecuencia  $f$ ) se define como la transformada de Fourier de su secuencia de autocorrelación [43] y se obtiene como sigue

$$P(f) = \frac{\Delta t}{N} \left| \sum_{n=0}^{N-1} x_n e^{-i2\pi f n} \right|^2 \quad -\frac{\Delta t}{2} < f \leq \frac{\Delta t}{2} \quad (2.29)$$

donde  $\Delta t$  es el intervalo de muestra, en el caso del periodograma definido en un costado, los valores de todas las frecuencias (salvo 0 y la frecuencia de Nyquist  $1/2\Delta t$ ) se multiplican por dos para que el poder espectral de  $x_n$  se conserve.

Para hallar las frecuencias características de un proceso en una variable  $x_i$  se buscan los

valores  $f$  para los cuales  $P$  alcanza su valor máximo. También es posible identificar el comportamiento de los ciclos característicos a través del tiempo de estudio de una variable  $x_i$  mediante el análisis de ondeletas, las cuales son funciones de la frecuencia y el tiempo y tienen media nula. Una de éstas es la ondeleta de Morlet  $\psi_0$  que se define como sigue [44]:

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{\frac{1}{2}\eta^2} \quad (2.30)$$

donde  $\omega_0$  es la frecuencia y  $\eta$  es el tiempo. A partir de lo anterior se permite explorar el comportamiento de los ciclos que identifican el comportamiento de una variable  $x_i$  por medio de la transformada continua de ondeleta CWT (Continuous Wavelet Transform)  $W_n^X$  definida así

$$W_n^X(s) = \sqrt{\frac{\delta t}{s}} \sum_{i=1}^N x_i \psi_0 \left[ (i - n) \frac{\delta t}{s} \right] \quad (2.31)$$

donde  $\eta = s.t$  un escalamiento en el tiempo de pasos uniformes  $\delta t$  y el poder espectral asociado se define como  $|W_n^X(s)|^2$ .

Una vez identificadas las frecuencias  $f$ , las cuales representan cierto proceso o fenómeno geofísico con mayor poder espectral de una variable, es posible filtrar esta frecuencia para luego realizar una correlación con otras variables que hayan sido filtradas teniendo en cuenta la misma frecuencia. Para los procesos geofísicos como los estudiados en el presente trabajo es usual el empleo del filtro pasa-banda de Butterworth construido a partir una combinación de filtros de alta y baja banda empleando una función de transferencia  $H(z)$  definida como función racional de senos y cosenos [45] como sigue

$$H(z) = \frac{A(z)}{B(z)} = \frac{b_1 + b_2 z^{-1} + \dots + b_{n+1} z^{-n}}{a_1 + a_2 z^{-1} + \dots + a_{n+1} z^{-n}} \quad (2.32)$$

esto para el caso de filtros digitales, en este caso  $z$  tiene la forma  $\exp(i\omega kt)$  en función de frecuencias  $\omega$  donde  $b_i$  y  $a_i$  los coeficientes de la función de transferencia.

Una vez filtradas las series se pueden correlacionar o ver su grado de asociación mediante coeficientes de correlación. Entre las correlaciones de tipo lineal para series de tiempo, las más conocidas son las de Pearson, Spearman y Kendall. En el presente trabajo se ha empleado el coeficiente de correlación de Spearman  $\varsigma$  definido para dos conjuntos de variables aleatorias  $X = \{x_i\}_{i=1}^n$ ,  $Y = \{y_i\}_{i=1}^n$  como sigue [46]

$$\varsigma = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})(y_i - \bar{Y})}{\left[ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{Y})^2 \right]^{1/2}} \quad (2.33)$$

teniendo en cuenta que las variables  $X$  y  $Y$  se encuentran ordenadas bajo un mismo esquema de una relación de orden parcial (ranking) y al igual que la ampliamente conocida correlación de Pearson mide el grado de asociación de las variables  $X$  y  $Y$  aunque la ecuación 2.33 muestre la relación de sus rankings y al igual que la correlación de Pearson  $|\varsigma| \leq 1$  siendo  $\pm 1$  valores indicadores de que ambas variables tienen una concordancia perfecta (+1 relación directa, -1 relación inversa).

### 2.3. Marco geográfico y climatológico

La CPC se ubica entre los  $77^{\circ} 45' W$  y los  $84^{\circ} 00' W$  de longitud y entre los  $1^{\circ} 30' N$   $6^{\circ} 30' N$  de latitud. Sus límites geográficos son: al Norte el golfo de Panamá, al Este la costa pacífica de Colombia, al Sur la cordillera o dorsal submarina de Carnegie y aguas Ecuatorianas, al Oeste la cordillera o dorsal de Cocos y aguas limítrofes de Costa Rica (Fig. 2.16). Una característica especial que posee la CPC es precisamente que las cordilleras anteriormente mencionadas sirven como barrera para la cuenca, limitando los flujos de aguas profundas [47].

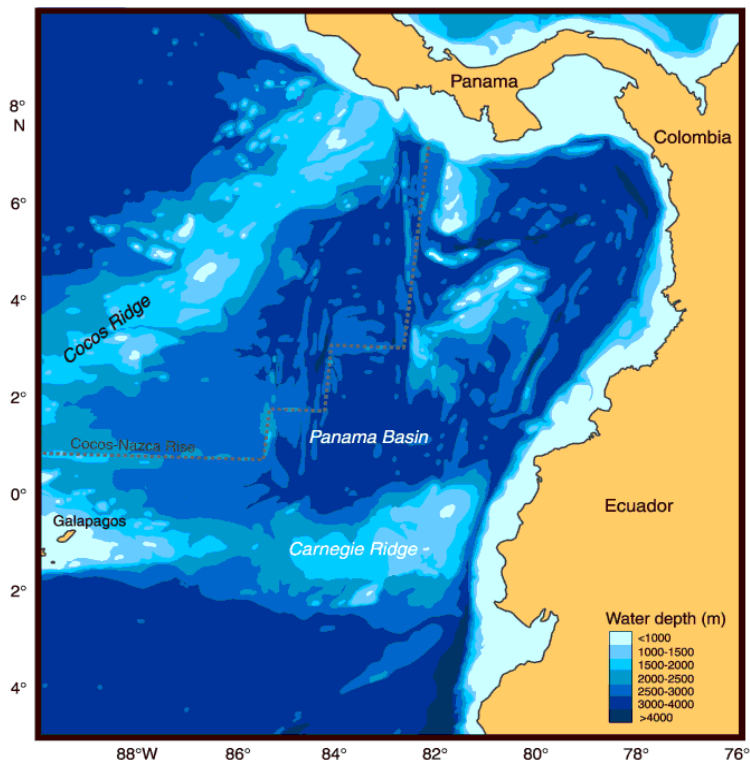


Figura 2.16: Mapa batimétrico de la Cuenca del Pacífico Colombiano. Fuente:[48]

La CPC se ubica en la región del océano Pacífico tropical oriental donde la mayor influencia en la dinámica de sus aguas está relacionada con la migración de la ZCIT [49]. En el litoral del Pacífico, entre los meses de marzo a mayo se inicia un recurvamiento de los vientos alisios del Sureste hacia el Norte del Ecuador, adquiriendo una componente Oeste. En conjunto con el flujo de los Estes dominantes sobre el Mar Caribe favorece el desarrollo de movimientos verticales ascendentes en la atmósfera, la formación de un sistema de baja presión y la formación de nubes de gran dimensión vertical. Por otro lado, las condiciones térmicas de las aguas cálidas del océano la CPC, la humedad proporcionada por el mismo y las condiciones fisiográficas dadas por los Andes colombianos, refuerzan los movimientos verticales del aire en esa región. La conjunción de estas condiciones propicia el desarrollo de conglomerados nubosos con gran actividad convectiva, los cuales originan precipitaciones fuertes, incluso en las horas de la noche, acompañadas de tormentas eléctricas. Este sistema en promedio tiene un radio de acción de 1.000 kilómetros y afecta no solo a la parte oceánica colombiana sino también la parte continental correspondiente

al litoral Pacífico y a sectores de la cordillera occidental. Cuando este sistema es bastante intenso puede extenderse hasta la cordillera oriental y modificar significativamente el tiempo de la región Andina [49]. En Fig 2.17 se muestra el comportamiento anual del campo de vientos para los meses del año donde la anterior aseveración se puede corroborar.

La región litoral Pacífico es posible dividirla en tres regiones con patrones climáticos distinguibles según [47]:

- Zona Norte, entre las latitudes  $07^{\circ}08'N$  y  $04^{\circ}57'N$ .
- Zona Centro, entre las latitudes  $04^{\circ}57'N$  y  $03^{\circ}00'N$ .
- Zona Sur, entre las latitudes  $03^{\circ}00'N$  y  $01^{\circ}36'N$ .

La zona Norte se caracteriza por tener grandes cantidades de precipitación durante el año ( $6452mm$ ) debidas a la circulación atmosférica y al aporte de calor latente por parte del océano, siendo importante la influencia de la baja anclada de Panamá. En cuanto a la distribución estacional de las precipitaciones, se tienen valores máximos para los meses de mayo y agosto.

La zona Centro se caracteriza por ser predominantemente cálida, con mucha humedad, elevadas temperaturas y precipitaciones durante el año. Las precipitaciones son determinadas en gran parte por el ascenso orográfico resultante de la cordillera occidental de los Andes colombianos. La mayor parte de las precipitaciones se concentran entre los meses de abril y noviembre. Finalmente las oscilaciones de temperatura no presentan variaciones estacionales debido a la escasa fluctuación cenital durante el año.

La zona Sur se caracteriza por tener un comportamiento diferente en los dos semestres del año. La precipitación es de tipo monomodal con los máximos en el primer semestre. La oscilación diurna de temperaturas no es pronunciada dada la cercanía de la costa. En cuanto a vientos, se caracteriza por tener componente marítima.



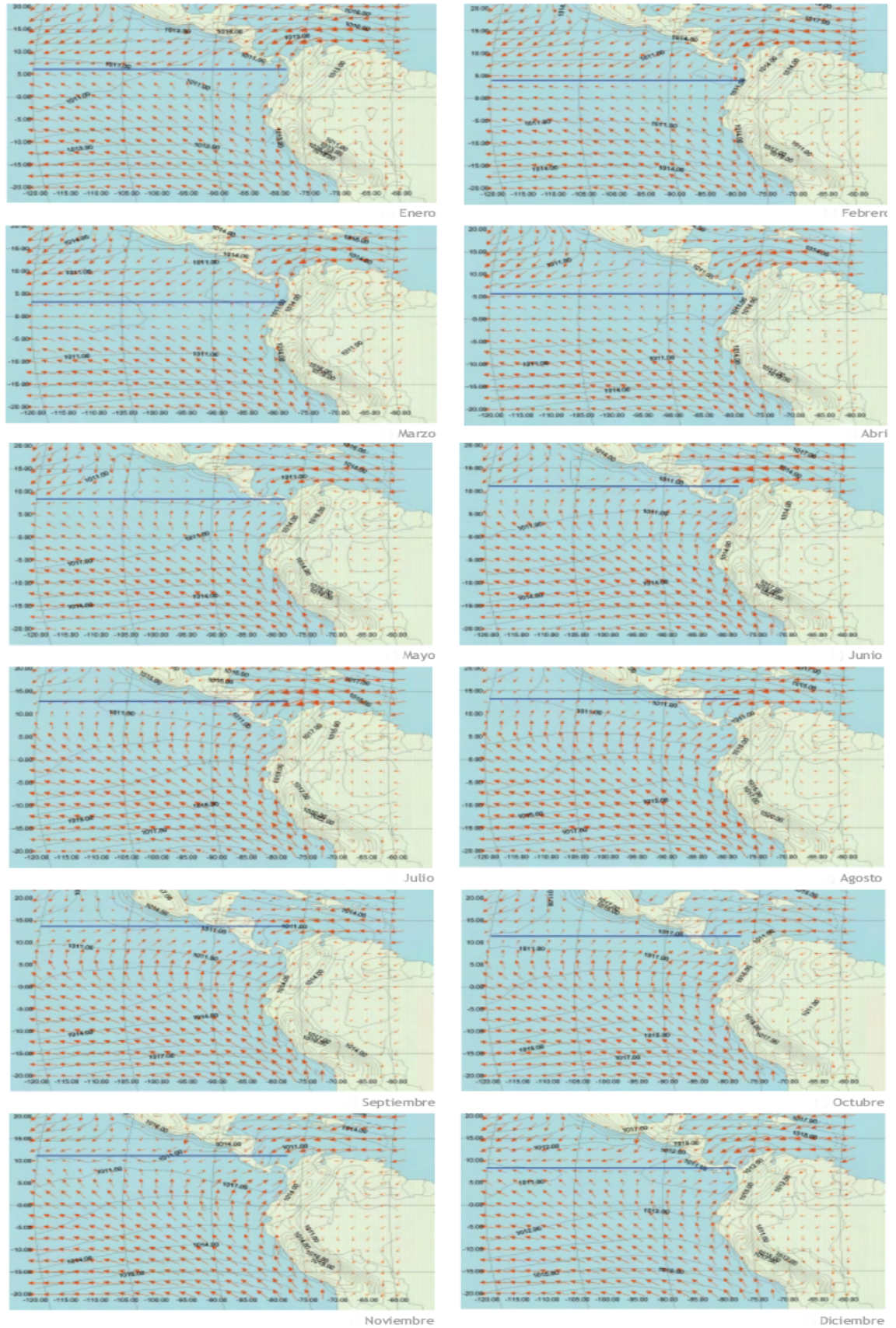


Figura 2.17: Campo de presión atmosférica ( $mbar$ ) y dirección del viento predominante para los meses del año. Línea azul denota la posición aproximada de la ZCIT. Fuente: [47].

## CAPÍTULO 3

### Metodología

El área de estudio considerada fue la CPC (Fig. 3.1), ubicada Entre los  $77^{\circ} 45' W$  y los  $84^{\circ} 00' W$  de longitud y entre los  $1^{\circ} 30' N$   $6^{\circ} 30' N$  de latitud.

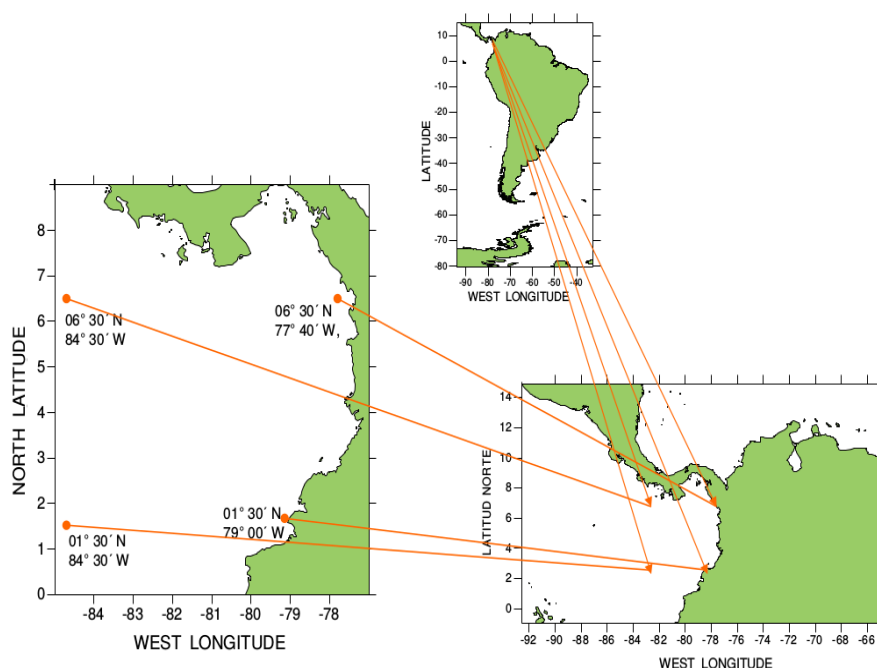


Figura 3.1: Ubicación geográfica del área de estudio, la Cuenca del Pacífico Colombiano. Fuente: [50].

Las variables analizadas fueron

- Temperatura del mar,  $T_m$ ,  $^{\circ}C$ . Medias mensuales (multianuales) del periodo 1965-2004 con resolución espacial de 0.25 grados (latitud y longitud) obtenidas del World Ocean Atlas (WOA13-V2) [51].
- Salinidad del mar,  $S_m$ ,  $psu$ . Medias mensuales (multianuales) del periodo 1965-2004 con resolución espacial: 0.25 grados (latitud y longitud) obtenidas WOA13-V2 [52].

- Componentes zonal y meridional del viento a  $10m$ ,  $u, v$ ;  $m/s$ . Medias mensuales del periodo 1988-2010 con periodicidad mensual y resolución espacial de 0.25 grados (latitud y longitud) obtenidas del U.S. Government's open data: Blended Global Sea Surface Winds - NOAA [53].
- Componentes zonal y meridional del viento a  $1000hPa$ ,  $925hPa$  y  $850hPa$ ,  $u(z), v(z)$ ;  $m/s$ . Medias mensuales del periodo 1981-2010 con Resolución espacial de 0.5 grados (latitud y longitud) obtenidas del Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) [54].
- Presión atmosférica a nivel del mar,  $Pa$ . Medias mensuales del periodo 1981-2010 con resolución espacial de 2.5 grados (latitud y longitud) -interpolados a 0.25 grados- obtenidas del NCEP-NCAR:Reanalysis 1 [55].
- Flujos de calor netos,  $Q_T$ ; calor sensible,  $Q_S$ ; calor latente,  $Q_L$ ; radiación de onda corta,  $Q_{sw}$  y radiación de onda larga,  $Q_{lw}$  (donde  $Q_T = Q_{sw} - Q_L - Q_S - Q_{lw}$ ). Unidades:  $W/m^2$ . Medias mensuales del periodo 1984-2009 con resolución espacial de 1 grado (latitud y longitud) obtenidos del Objectively Analyzed air-sea Fluxes - OAFLUX[56].
- Radiación de Onda larga Saliente,  $OLR$ ,  $W/m^2$ . Medias mensuales (a partir de datos diarios) del periodo 1981-2010 con resolución espacial de 1 grado (latitud y longitud) obtenidas del Climate Data Guide NCAR-UCAR [57].
- Precipitación,  $mm$ . Medias mensuales del Periodo 1998-2014 con resolución espacial de 0.5 grados (latitud y longitud) obtenidas del TRMM imager - NASA: Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center [58].
- Altura del mar o Elevación de la superficie libre,  $\zeta$ ,  $m$ . Medias mensuales multianuales del periodo:1993-2001 con resolución espacial de 0.25 grados (latitud y longitud) obtenidas de [59].

Para la obtención y visualización de datos se usaron el software FERRET [60] y MATLAB [61]. Para el procesamiento de los datos, gráficas y análisis se utilizó el software MATLAB.

El proyecto se desarrolló mediante tres fases:

- La primera fase consideró los objetivos 1 y 2. Para el análisis de los aportes eólico y termohalino de la convergencia y divergencia en la capa superficial del océano en la CPC en primer lugar, con los datos de Temperatura del mar  $T_m$  y Salinidad del mar  $S_m$  se calcularon los valores de densidad del mar  $\rho_m$  usando la ecuación de estado US80 2.16. Se calcularon los valores del estrés del viento  $\tau$  según 2.13 con las componentes  $u, v$  del viento a  $10m$  se calcularon las climatologías y se graficaron los resultados. Luego con los valores de  $\tau$  se calculó el transporte  $\mathbf{M}$  y la velocidad de bombeo de Ekman  $w$ ; siguiendo 2.15, para  $\mathbf{M}$  y 2.17 para  $w$  (calculando mediante diferencias centradas y teniendo en cuenta los valores de densidad superficial dados por  $\rho_m$ ). Posteriormente se calcularon climatologías, se graficaron los resultados y se analizaron los campos obtenidos para identificar el comportamiento y distribución de las zonas de convergencia y divergencia como parte del aporte eólico. Luego, con datos de altura del mar o superficie libre  $\zeta$ , densidad del mar  $\rho_m$  y presión atmosférica  $Pa$  se procedió a calcular la velocidad de surgencia para el ciclo anual siguiendo 2.18.

- La segunda fase consideró el objetivo 3. Dados los datos de Temperatura  $T_m$  y densidad  $\rho_m$  se procedió a calcular las profundidades de las capas isotérmica  $ILD$  y de mezcla  $MLD$ , por medio de 2.3, haciendo el respectivo cálculo de tangentes en cada perfil para ambas variables ( $\rho_m$  y  $T_m$ ) siguiendo 2.4, se obtuvo además la profundidad la isoterma  $20^\circ C$   $Z_{T=20}$  en los perfiles de  $T_m$ . Posteriormente se encontró la profundidad de la capa activa  $ALD$  mediante 2.5 por encontrar el primer mínimo local de la amplitud térmica en los perfiles de  $T_m$ . Encontrada la profundidad de la capa activa se procedió a calcular el contenido de calor  $q$  en la columna de agua siguiendo 2.8 y las pérdidas o ganancias de contenido de calor mes a mes  $q_{i \rightarrow j}$  se encontraron con los datos calculados por 2.12. Los resultados se graficaron y se analizaron. En cuanto a los flujos de calor, se calcularon las climatologías para los componentes del balance de calor 2.1 y se estudió el comportamiento de las mismas en el ciclo anual.
- La tercera fase consideró el objetivo específico 4. En ella, en primer lugar, se analizó para la CPC el comportamiento de las variables que identifican al monzón; empezando por los vientos en niveles bajos de la troposfera a  $1000hPa$ ,  $925hPa$  y  $850hPa$ , los cambios en la dirección de los vientos, su persistencia y velocidad para identificar los criterios clásicos dados en la sección 2.2.3. También se estudiaron las variables asociadas a la actividad del monzón como la  $OLR$  y la precipitación  $Pr$ . Posteriormente se calculó un indicador de la actividad del monzón para la CPC dado por el DNS según la ecuación 2.23  $\delta$ , obtenido a partir de los datos de viento en el nivel isobárico en el cual se evidenció actividad monzónica para la CPC, aproximado por la 2.25. De los campos obtenidos se obtuvo un indicador temporal del DNS en la CPC por medio del análisis EOF y sus correspondientes Componentes Principales (PC). Los valores de la primera PC del DNS  $\pi_1(\delta)$ , cuyo porcentaje de varianza explicada para  $\delta$  se obtuvo superior al 80 %, se comparó con las variables  $Pr$  y  $OLR$  en la CPC usando la correlación de Spearman 2.33; lo que permitió validar el uso de  $\pi_1(\delta)$  como referente de la actividad del monzón en la CPC. Posteriormente se hizo la correlación de  $\pi_1(\delta)$  con las series de los componentes de flujos de calor, el transporte y el bombeo de Ekman filtradas usando el filtro de Butterworth 2.32 para el rango de frecuencias en las que los ciclos de monzón poseen mayor poder espectral según lo hallado en el periodograma  $P$  de  $\pi_1(\delta)$  2.29 y el CWT 2.31. Esta es la base estadística con la cual se identificó la influencia de la actividad del monzón americano en los procesos de convergencia, divergencia y los flujos de calor en la CPC.

## Resultados y discusión

---

### 4.1. Convergencia y divergencia oceánicas en la CPC

#### 4.1.1. Convergencia y divergencia desde la teoría de Ekman

##### 4.1.1.1. Estrés del viento

En la figura 4.1 se encuentra el comportamiento del campo vectorial de estrés del viento  $\tau$  en la CPC. Para los meses de enero febrero y marzo las condiciones de la distribución del campo  $\tau$  son similares, presentándose valores de  $\tau$  superiores a los  $0,06N/m^2$  hacia el Este del meridiano  $82^\circ W$  con valores próximos a los  $0,08N/m^2$  en cercanías al golfo de Panamá en las coordenadas  $79.5^\circ W-7^\circ N$  para el mes de enero y disminuyendo paulatinamente. La dirección dominante para  $\tau$  en el sector es predominantemente de componente Norte con un ligero recurvamiento hacia el Este en cercanías del litoral colombiano. Al oeste del meridiano  $82^\circ W$  se encuentran magnitudes de  $\tau$  inferiores a los  $0,05N/m^2$  y sus componentes varían del Norte al Noreste por encima de los  $4.5^\circ N$ , con valores de  $\tau$  inferiores a los  $0,03N/m^2$  los cuales van disminuyendo hasta el mes de marzo cuando se alcanza un mínimo cercano a los  $0,02N/m^2$ . Por debajo de la latitud  $4.5^\circ N$  se observan componentes de  $\tau$  con dirección dominante proveniente Sureste, con valores de  $\tau$  incrementando desde los  $0,03$  a los  $0,04N/m^2$  en el primer trimestre del año. En abril las condiciones de  $\tau$  en la CPC es débil, con magnitudes que apenas superan los  $0,05N/m^2$ , la distribución de las direcciones de los vectores de  $\tau$  son similares a las observadas en el primer trimestre, salvo que la influencia de los vientos del Sur, Suroeste se hace más evidente, especialmente en el sector Oeste del meridiano  $82^\circ N$  haciéndose evidente el cambio en la dirección predominante proveniente del Sur incluso hacia el Norte los  $6^\circ N$ . En los meses de mayo a noviembre las direcciones de  $\tau$  poseen predominantemente componente Sur hacia el Oeste del meridiano  $81^\circ W$  y hasta los  $7^\circ N$  de latitud, a partir de allí se observa un ligero giro hacia el Oeste en cercanías al litoral de Costa Rica y Panamá. Hacia el Este del meridiano  $81^\circ W$   $\tau$  posee componente predominante del Suroeste con un ligero giro hacia el norte en cercanías al litoral colombiano. Las magnitudes de  $\tau$  en mayo oscilan entre  $0,025$  y  $0,065N/m^2$  observándose valores pequeños en cercanías al litoral de Chocó en las coordenadas  $78^\circ W-6.5^\circ N$  y mayores en las vecindades de  $86^\circ W-4^\circ N$ . En junio aumenta la intensidad de  $\tau$  observándose magnitudes de  $\tau$  entre  $0,03$  y  $0,07$  ubicándose los mayores valores al Sur de la CPC y disminuyendo paulatinamente hasta llegar al litoral



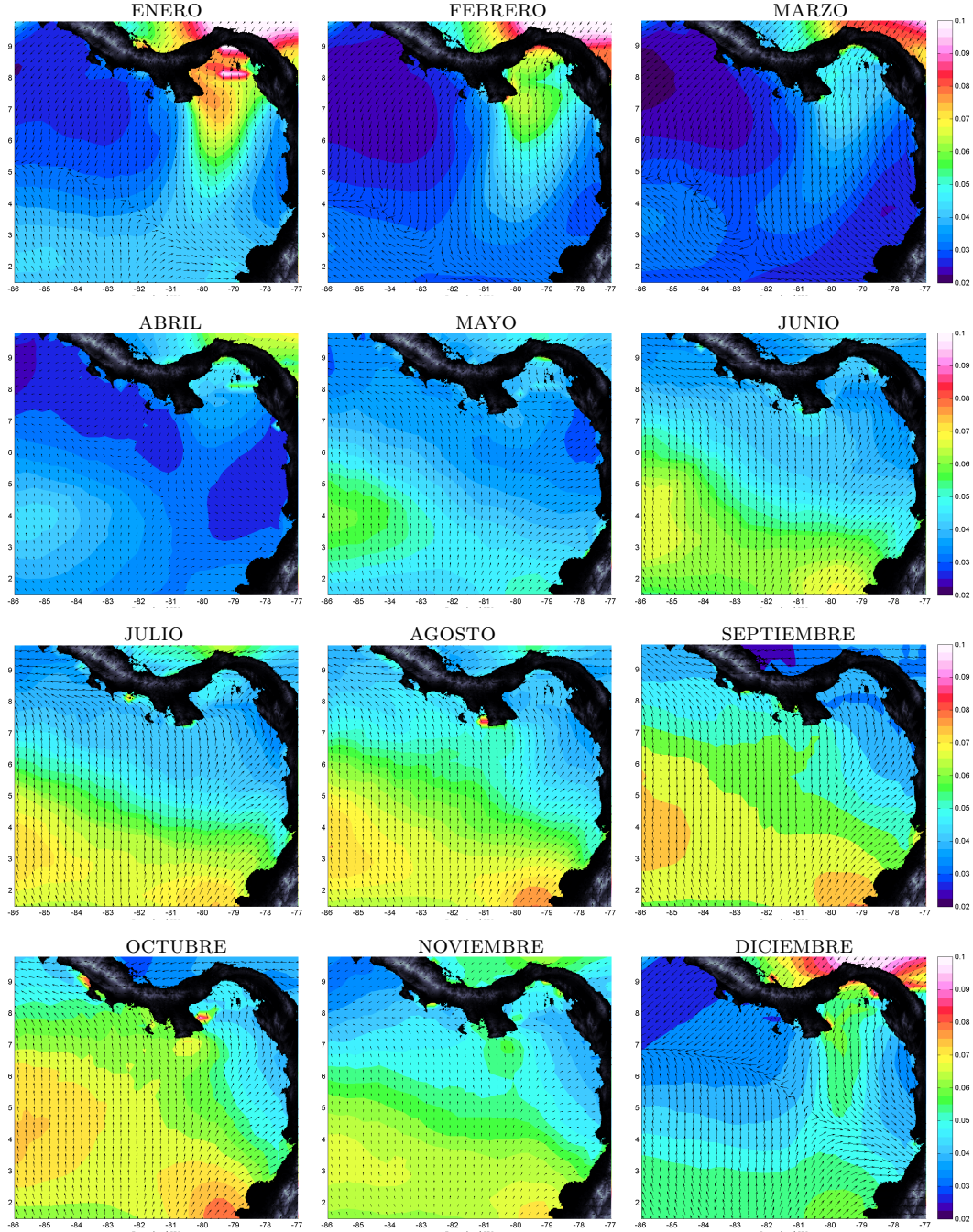


Figura 4.1: Ciclo anual del estrés del viento  $\tau(N/m^2)$  en la CPC. Periodo: 1988-2010. Fuente: esta investigación.

de Centroamérica. En julio, la distribución del campo  $\tau$  es similar a la presentada en el mes de junio, aumentando ligeramente las magnitudes de  $\tau$  en el Sur de la cuenca llegando hasta los  $0,0725N/m^2$ . En agosto, la magnitud de  $\tau$  aumenta en el sector sur de la cuenca observándose valores cercanos de los  $0,075N/m^2$  en cercanías al litoral de Nariño alrededor de las coordenada  $79.5^\circ W-1.5^\circ N$ . Para septiembre los valores de  $\tau$  incrementan en toda la CPC oscilando entre  $0,04 - 0,075N/m^2$  con magnitudes cercanas a  $0,08$  en cercanías de  $79.5^\circ W-1.5^\circ N$ . En octubre se observan los mayores valores de  $\tau$  en gran parte de la cuenca,

con  $0,05 \leq |\tau| \leq 0,08N/m^2$ . En noviembre la intensidad de  $\tau$  disminuye de manera generalizada en la CPC observándose que  $0,03 \leq |\tau| \leq 0,07N/m^2$ . Finalmente en diciembre se encuentra a  $\tau$  con característica híbridas entre las condiciones que se presentan entre los meses de mayo a noviembre y del primer trimestre del año, siendo coherente con un periodo de transición, en el sector ubicado al Sur del segmento definido por las coordenadas  $86^\circ W-7^\circ N$  y  $77.5^\circ W-3^\circ N$  con características de dirección de  $\tau$  análoga a las observada en el periodo mayo-noviembre y  $0,04 \leq |\tau| \leq 0,06N/m^2$ , y en el sector ubicado al Norte del segmento, las direcciones de  $\tau$  son similares a las presentadas en el primer trimestre del año con  $0,025 \leq |\tau| \leq 0,065N/m^2$ , los valores mayores presentándose en cercanías al golfo de Panamá, y los menores en cercanías al litoral de Costa Rica.

En general, a lo largo del año es posible ver que los procesos atmosféricos que más influyen en el comportamiento de  $\tau$  es, por un lado la actividad del LLJ de Panamá o también denominado PGW (Panama Gap Wind) cuya actividad se presenta entre los meses de diciembre a marzo [62], trayendo viento de componente Norte especialmente hacia el Este del meridiano  $82^\circ W$  con mayor actividad en enero-febrero (Figs. 4.25, 4.28 y 4.31), con lo cual se pueden observar valores de  $|\tau|$  cercanos a los  $0,1 N/m^2$ . Por otro lado se encuentra la actividad de los vientos alisios del Sureste del hemisferio Sur los cuales se recurvan al pasar por el ecuador ASR (Alisios del Sureste Recurvados), vientos que adquieren en la CPC una componente Sur-Suroeste cuya actividad en la región se presenta entre mayo y noviembre, alcanzando un máximo en octubre, este proceso es el que según [63] genera el denominado LLJ del Chocó. Dicha actividad de los vientos también se encuentra reflejada en la intensidad de  $\tau$ , especialmente en el sector ubicado hacia el Sur del segmento definido por las coordenadas  $86^\circ W-6.5^\circ N$  y  $77.5^\circ W-3^\circ N$ , donde se presentan magnitudes superiores a los  $0,06N/m^2$ . En abril se presenta una transición en la CPC de la actividad de PGW a la de ASR mientras que en diciembre ocurre la transición de ASR a PGW. Tanto en el presente trabajo como en [64] la distribución de  $\tau$  es semejante y los valores de  $|\tau|$  concuerdan con el orden de magnitud reportado de  $0,1 N/m^2$ , resaltando además el papel importante que tiene el cambio estacional del campo de vientos asociado a la migración de la ZCIT.

#### 4.1.1.2. Transporte de Ekman

Los valores calculados del transporte de Ekman  $\mathbf{M}$  se encuentran en 4.2. Con detalle, en los meses de enero a marzo, hacia el Este del meridiano  $81^\circ W$  se observa que  $M$  (la magnitud de  $\mathbf{M}$ ) varía entre  $2 - 4,5 m^2/s$ , con los mayores valores en cercanías a  $80^\circ W-7^\circ N$  y mínimos hacia  $77.5^\circ W-6.5^\circ N$ , disminuyendo progresivamente para el mes de marzo. La dirección  $\mathbf{M}$  en el sector es predominante hacia el Oeste, girando levemente hacia el suroeste en las partes más cercanas al Sur de la CPC. Por su parte, al Oeste del meridiano  $81^\circ W$  se tiene que  $0 \leq M \leq 7 m^2/s$  con los mayores valores registrados hacia el Sur, y próximos a cero en las vecindades a los sectores donde hay confluencia de vectores  $\mathbf{M}$ ; al Norte de dichos sectores  $\mathbf{M}$  tiene dirección hacia el Oeste con recurvamiento hacia el noroeste al acercarse al litoral de Centroamérica. Al Sur de los sectores con confluencia, la dirección predominante es hacia el Noreste. El sector de confluencia en enero se encuentra aproximadamente definido por el segmento de extremos en las coordenadas  $86^\circ W-5.5^\circ N$  y  $81^\circ W-2^\circ N$ . En febrero, se observa un desplazamiento hacia el sur, y la zona de confluencia se ubica alrededor del segmento definido por las coordenadas  $86^\circ W-5^\circ N$  y  $82.5^\circ W-2^\circ N$ . En marzo se identifica un ascenso hacia el Norte de la región de confluencia, el cual se ubica en torno al segmento definido por  $86^\circ W-5^\circ N$  y  $83^\circ W-3^\circ N$ . En abril se observa al

igual que con  $\tau$  un periodo de transición; en gran parte de la CPC predominan valores mínimos de  $M$ , oscilando entre  $0 - 4 \text{ m}^2/s$ , salvo en un pequeño sector cercano ubicado a lo largo de los  $2^\circ\text{N}$ , entre los paralelos  $83$  y  $86^\circ\text{W}$  con valores de  $M$  cercanos a los  $6 \text{ m}^2/s$ . La zona de confluencia de vectores  $M$  al Oeste de la longitud  $81^\circ\text{W}$  se ubica en torno al segmento definido por  $86^\circ\text{W}-7^\circ\text{N}$  y  $81^\circ\text{W}-5^\circ\text{N}$ ; hacia el Norte del sector, las dirección de  $\mathbf{M}$  es predominante hacia el Noroeste y por el Sur hacia el Este-Noreste. Las condiciones en el sector Este del meridiano  $81^\circ\text{W}$  en cuanto a la dirección de  $\mathbf{M}$  son similares a las presentadas en el primer trimestre del año, con predominancia hacia el Suroeste y  $M$  cercano a  $0 \text{ m}^2/s$  en cercanías al litoral del Chocó.

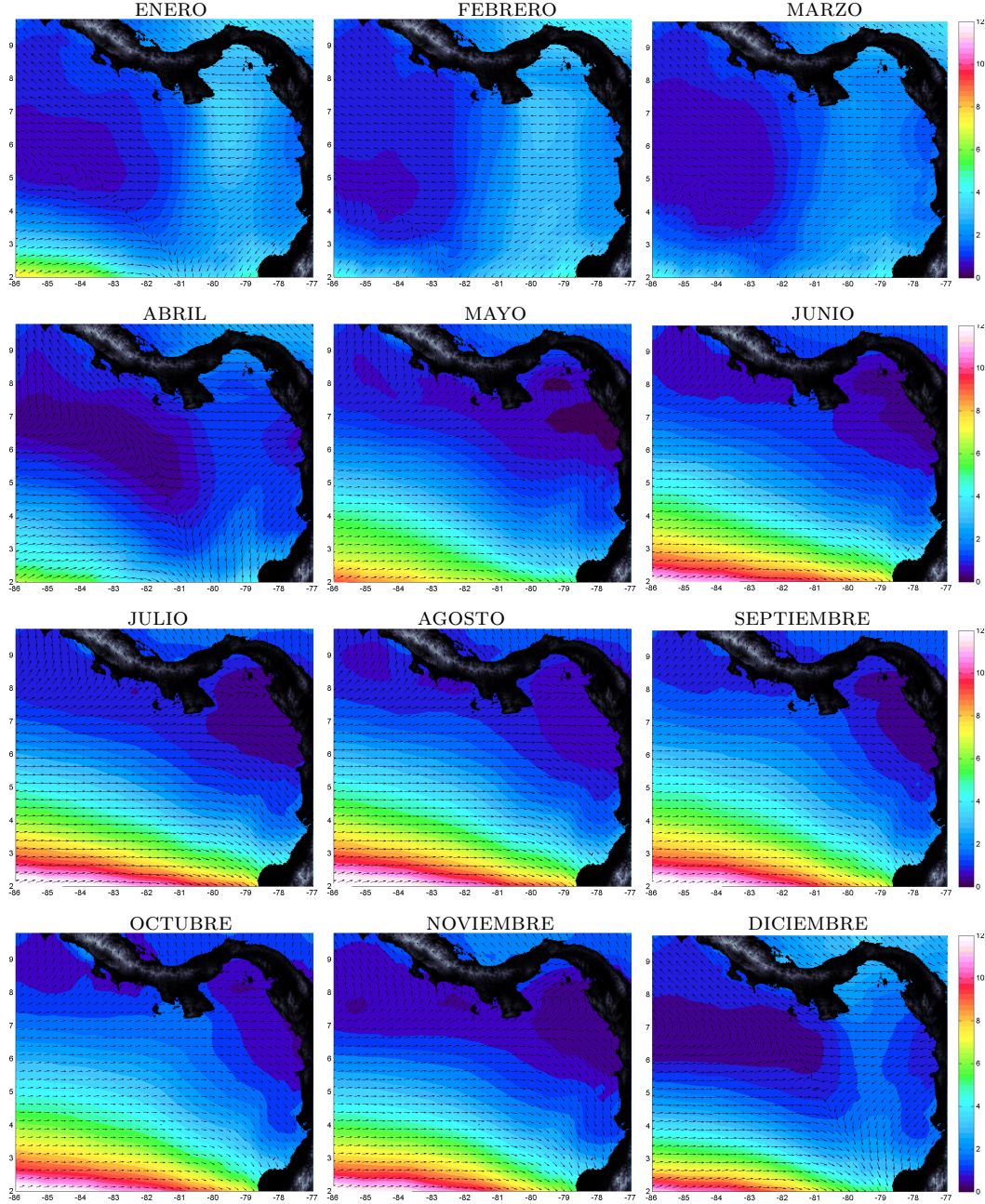


Figura 4.2: Ciclo anual del transporte de Ekman  $\mathbf{M}$  ( $\text{m}^2/s$ ) en la CPC. Periodo: 1988-2010. Fuente: esta investigación.??



Para los meses de mayo a noviembre se establece una zona con valores bajos de  $M$  en el sector ubicado al Norte del segmento definido por  $86^\circ\text{W}$ - $7^\circ\text{N}$  y  $77.5^\circ\text{W}$ - $4.5^\circ\text{N}$ , con  $0 \leq M \leq 2 \text{ m}^2/\text{s}$  y  $M$  cercano a cero en las proximidades del litoral de Darien-Chocó. Al Sur del sector mencionado  $M$  tiene mayores valores, con  $2 \leq M \leq 12 \text{ m}^2/\text{s}$  y observándose un incremento en dirección hacia el Sur. Las direcciones de  $\mathbf{M}$  son similares en los meses de mayo a noviembre, destacándose que hacia el Este de  $81^\circ\text{W}$  la dirección de  $\mathbf{M}$  es hacia el Sur-Sureste y al Oeste su dirección dominante es hacia el Este, girando progresivamente hacia el Norte-Noroeste por encima de los  $7^\circ\text{N}$  a medida que se acerca al litoral de Costa Rica. Finalmente en diciembre al igual que  $\tau$ ,  $\mathbf{M}$  muestra unas condiciones de transición; híbridas entre lo observado entre los meses de mayo a noviembre en el primer trimestre del año, con valores de  $M$  cercanos a los  $10 \text{ m}^2/\text{s}$  al Sur de la cuenca y distribución de la dirección de  $\mathbf{M}$  semejante a la presentada en el primer trimestre del año con  $M$  cercano a  $0 \text{ m}^2/\text{s}$  en el sector al Oeste del meridiano  $81^\circ\text{W}$  en las vecindades del sector donde los vectores  $\mathbf{M}$  tienen una inflexión en torno a los  $7^\circ\text{W}$ .

Lo anterior muestra que así como se observó para  $\tau$  el comportamiento de  $\mathbf{M}$  se ve afectado por los procesos del PWG y ARS definidos por la migración de la ZCIT, también se presentan a abril y diciembre como meses de transición. Dichos procesos definen características distinguibles en la CPC. Por un lado se observa que cuando el PGW se encuentra activo, al Este del meridiano  $81^\circ\text{W}$   $M$  es próximo a  $4 \text{ m}^2/\text{s}$  y la dirección dominante de  $\mathbf{M}$  es hacia el Oeste mientras que cuando ARS domina en la CPC  $\mathbf{M}$  cambia de dirección dominante hacia el Oeste y  $M$  disminuye en magnitud. por otro lado cuando PGW se encuentra activo, al Oeste del meridiano  $81^\circ\text{W}$  las direcciones de  $\mathbf{M}$  son acordes con la migración de la ZCIT (Fig 2.17) mostrando confluencia de vectores y con valores  $M$  mínimos, mientras que cuando ARS se encuentra activo  $M$  aumenta alcanzando valores cercanos a los  $12 \text{ m}^2/\text{s}$  en el sector Sur de la CPC y se observa un dominio de dirección de  $\mathbf{M}$  hacia el Oeste.

#### 4.1.1.3. Bombeo de Ekman

Los valores calculados de velocidad del bombeo de Ekman  $w$  junto con el campo vectorial del estrés de viento  $\tau$  se encuentran en Fig. 4.3. En las gráficas es posible apreciar que hay zonas en las que en todo el año se observa convergencia ( $w$  positiva) y divergencia ( $w$  negativas) cuyas intensidades varían su intensidad en el ciclo anual en gran parte de la cuenca. Estas variaciones, tal y como se dan con el transporte de Ekman, se pueden asociar a la actividad del PWG y los ASR.

Referente a los sectores con comportamiento cuasihomogéneo se destacan, por un lado, las zonas de convergencia permanente o cuasipermanentes ubicadas en diferentes sectores de la CPC. La primera se ubica en cercanías del litoral de *Centroamérica*, entre las longitudes  $80^\circ\text{W}$  y  $84^\circ\text{W}$  entre los  $6.5^\circ\text{N}$  y el litoral, con un foco de actividad en  $83^\circ\text{W}$ - $7.5^\circ\text{N}$ . la segunda localizada en cercanías al litoral del departamento de *Cauca*, con un núcleo actividad en la vecindad de  $78^\circ\text{W}$ - $3.5^\circ\text{N}$ . La tercera, ubicada al *oeste* de la cuenca tiene su actividad en las vecindades de la coordenada  $85^\circ\text{W}$ - $5.5^\circ\text{N}$ . Una cuarta se establece al *sur* de la cuenca, entre los meridianos  $79$  y  $83^\circ\text{W}$ , y los paralelos  $2$  a  $3^\circ\text{N}$ , con dos focos de actividad convectiva centrados en las coordenadas  $81.5^\circ\text{W}$ - $2.5^\circ\text{N}$  y  $80^\circ\text{W}$ - $2^\circ\text{N}$ . Finalmente se destaca la quinta zona con convergencia, ubicada frente al litoral del departamento de *Chocó*, entre el meridiano  $79^\circ\text{W}$  y el litoral y de  $4.5$  a  $7.5^\circ\text{N}$ .

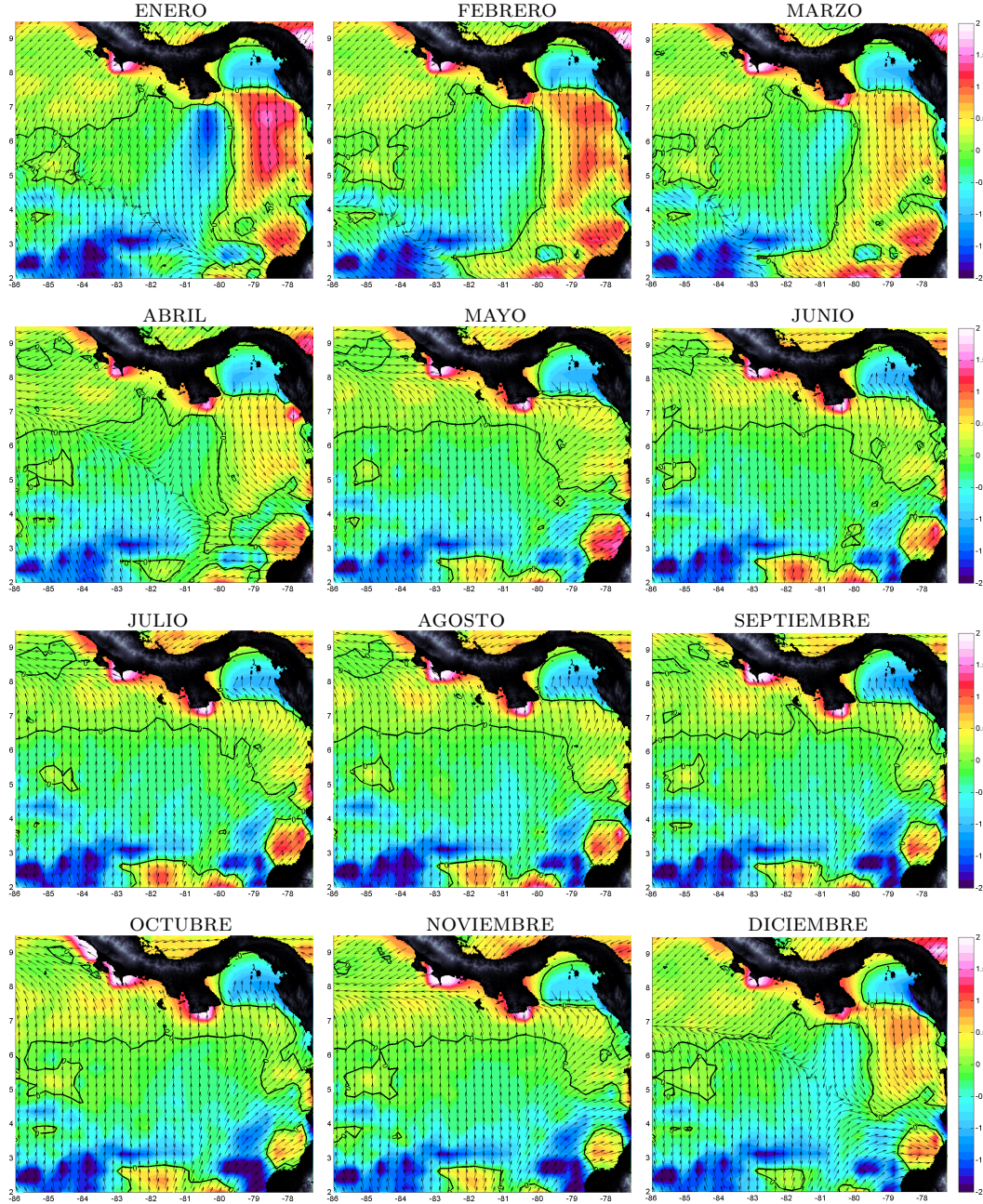


Figura 4.3: Ciclo anual de la velocidad vertical del Bombeo de Ekman  $w(m/d)$  en la CPC. Valores negativos indican ascenso de aguas. Periodo: 1988-2010. Fuente: esta investigación.

Por su parte, la actividad de divergencia permanente o cuasipermanente se observa en los siguientes sectores: el primero ubicado al *sur oeste* de la cuenca entre los  $86^{\circ}W$  y  $83^{\circ}W$  y entre los  $2$  y  $3.5^{\circ}N$ , zona en la cual se observan tres núcleos o focos de divergencia a lo largo del año. El segundo sector se ubica aproximadamente en el *centro* de la cuenca, entre los  $84$  y  $80^{\circ}W$  y desde los  $3$  a  $3.5^{\circ}N$ . El tercer sector se ubica frente al departamento de *Nariño*, con su foco ubicado alrededor de  $80^{\circ}W$ - $2.5^{\circ}N$ .

Referente al comportamiento de  $w$  en el ciclo anual, se destaca que en los meses que PGW y ASR tienen mayor actividad, las zonas de divergencia Centro junto con las ubi-

cadass frente Chocó y Nariño forman un dipolo de para  $w$  observándose fuerte divergencia o tendencia a la divergencia hacia el Oeste de los  $81^\circ\text{W}$  (Zona Centro y Sur) y fuerte convergencia o tendencia a convergencia al Este (Zona Chocó y Nariño) cuando PGW se manifiesta, desde diciembre hasta abril. Mientras, entre mayo y noviembre, cuando la actividad de ASR es mayor, las condiciones se revierten, siendo tendiente a la convergencia hacia el Oeste del meridiano  $81^\circ\text{W}$  y favorable para la divergencia en el costado Oeste. Esta situación ha sido documentada por varios estudios [10] [11] [62]. Se destaca además, que alrededor de la isla Gorgona (sector Cauca) el comportamiento parece no cambiar mucho con respecto a la actividad eólica de PGW y ASR, lo cual pudiera deberse a algún fenómeno de convergencia o divergencia que se da de manera local, observación que ha sido documentada en [65].

Además de lo anterior, también se destaca que para el sector Centroamérica cuando el PGW tiene mayor actividad, la convergencia es débil, mientras cuando los ASR tienen mayor actividad la convergencia es más intensa. Una situación dual se observa para la zona Oeste, donde la convergencia es más fuerte cuando se presenta el PGW, y es débil (tendiente a la divergencia) cuando los ASR se manifiestan. Esto sugiere que, de manera análoga al transporte de Ekman, la actividad de PGW y ASR determinan el comportamiento de  $w$  en gran parte de la Cuenca y, como se verá más adelante, se pueden identificar más sectores en la CPC sujetos a la actividad dual de PGW y ASR.

#### 4.1.2. Aportes eólico, termohalino y gradienta

Además de considerar el aporte eólico a las velocidades verticales de ascenso y descenso de aguas (también denominadas de surgencia), los aportes gradienta y baroclínico o termohalino en la capa superficial oceánica de 0 a 10m a lo largo del año se pueden observar en la gráfica 4.4. Al igual que con el bombeo de Ekman  $w$ , en esta figura se pueden identificar zonas con convergencia o divergencia permanente o cuasipermanente a lo largo del año. En cuanto a la divergencia, se encontraron cuatro zonas con valores de velocidad vertical  $v_z$  ( $z = 10$ ) negativos. La primera hacia el Noroeste de la CPC alrededor de los  $84.5^\circ\text{W}$ - $7.5^\circ\text{N}$ , la segunda hacia el Norte con un foco de actividad en los  $81.5^\circ\text{W}$ - $6.5^\circ\text{N}$ , la tercera hacia el Sur en torno a los  $82.5^\circ\text{W}$   $1.5^\circ\text{N}$  y la cuarta con actividad intensa hacia el sector Sureste de la CPC, en la región delimitada por el meridiano  $81^\circ\text{W}$  y el litoral Colombiano, entre las latitudes  $1.5^\circ\text{N}$  y  $4^\circ\text{N}$ . Por la parte de la convergencia se identificaron dos zonas con valores  $V_z$  positivos; el primero al Noreste (justo al lado del foco de divergencia ubicado al Norte) con la mayor actividad observada en torno a  $80^\circ\text{W}$ - $6.5^\circ\text{N}$  y el segundo ubicado en el Suroeste de la cuenca alrededor de los  $85.5^\circ\text{W}$ - $1.5^\circ\text{N}$ .

De manera análoga a la situación encontrada con el bombeo de Ekman, se observan dos periodos con características distinguibles debidas a la actividad del PGW y de los ASR, el primer periodo comprendido entre enero y abril es dominante la divergencia de las aguas especialmente en el sector central de la cuenca situación similar a la observada para el bombeo de Ekman. Entre mayo y noviembre, la extensión de las zonas de convergencia es mayor, destacándose la convergencia o tendencia a la convergencia en la parte central de la cuenca mientras el área de las zonas de divergencia disminuye junto con su intensidad en buena parte de la CPC tal y como se observó para el bombeo de Ekman en la sección anterior (salvo para los sectores mencionados al Este del meridiano  $81^\circ\text{W}$ ), lo cual sugiere que en este periodo la actividad de ASR determina el comportamiento de la velocidad vertical de surgencia considerando los distintos aportes (teniendo en cuenta el aporte de

las importantes lluvias que se presentan como se verá mas adelante - Fig. 4.34). En el mes de diciembre por su parte, el área de divergencia aumenta presentándose una transición hacia las condiciones dinámicas observadas en los primeros cuatro meses del año, aspecto similar al observado con  $w$ .

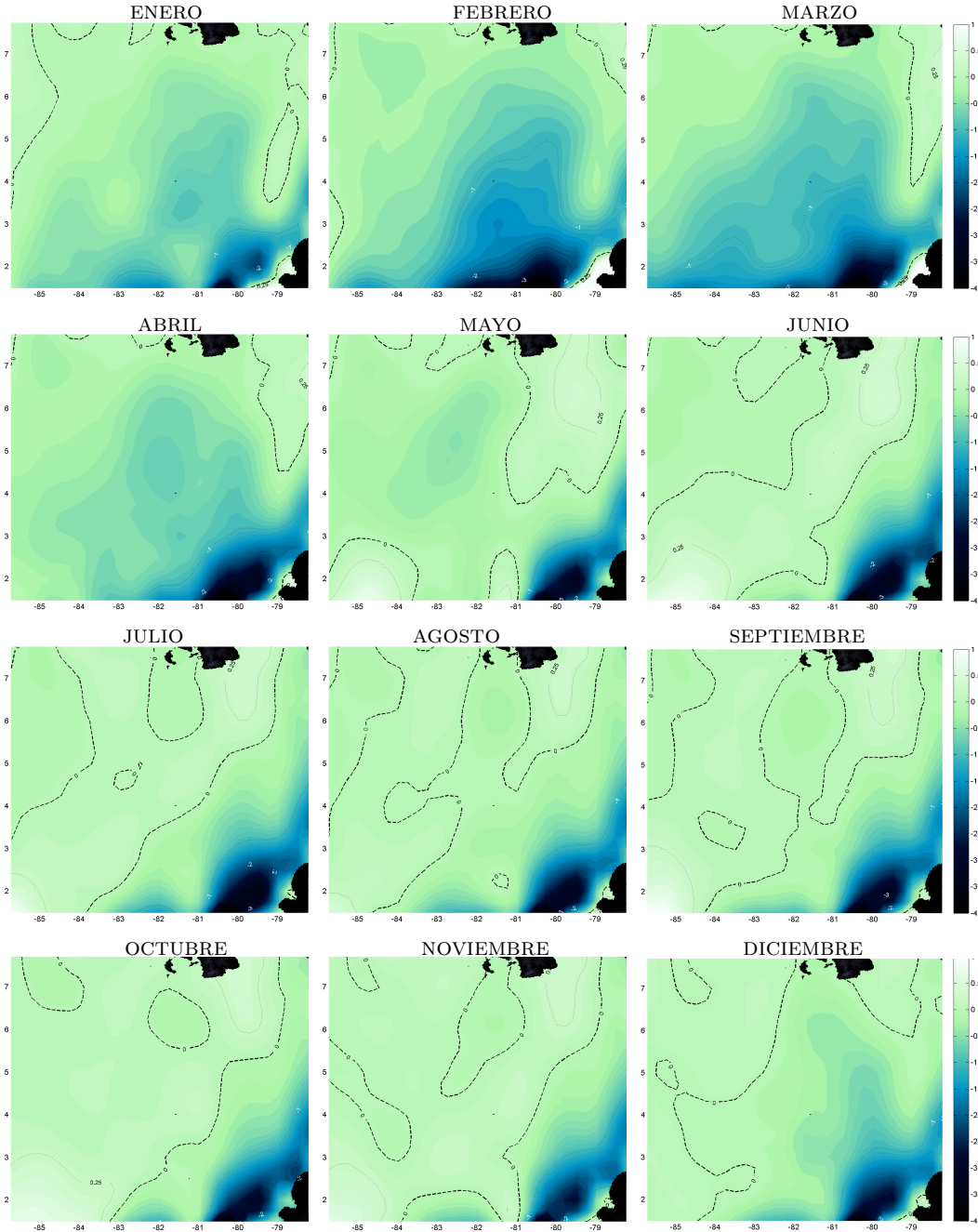


Figura 4.4: Ciclo anual de la velocidad vertical de surgencia  $V_z$  (suma de componentes gradiente eólico y termohalino) ( $m/d$ ) para la capa oceánica de 0 a 10  $m$  de en la CPC. Valores negativos indican ascenso de aguas. Fuente: esta investigación.

Para observar el comportamiento cuantitativo de  $V_z$  a lo largo de la cuenca se definieron veinticuatro puntos o estaciones de la CPC con distribución equiespaciada en latitud

y longitud (Fig. 4.5), en cada uno de ellos se examinaron los valores por encima y por debajo de la media anual de la variable  $V_z$ , dichos valores se pueden detallar en Fig. 4.6. Allí es posible observar que en gran parte de las estaciones se exhibe un comportamiento dominante bimodal con valores por debajo de la media en los primeros cuatro a seis meses del año, mientras en el periodo de mayo a junio hasta noviembre-diciembre los valores de  $V_z$  se encuentran por encima de la media para las estaciones; solamente en los sitios ubicados hacia el Noroeste (P5, P9, P13 y P17) y sureste (P16, P20 y P24) muestran un comportamiento distinto al patrón bimodal ya mencionado. De los anteriores, los primeros muestran también un comportamiento bimodal con los valores por debajo de la media entre febrero y agosto y por encima en los demás meses, mientras los segundos tienen comportamientos distintos entre sí, los cuales pudieran deberse a procesos de interacción océano atmósfera de tipo local, sin embargo, en la estación P24 se observa un comportamiento bimodal pero inverso al que exponen la mayoría de las estaciones, con los valores  $V_z$  por debajo de la media de abril a octubre y por encima de la media en los demás meses, indicando que la actividad de los ARS junto con el PWG, pueden regular el comportamiento de la convergencia y divergencia en buena parte de la CPC. Por último se detalla que dentro del ciclo bimodal de  $V_z$  existen dos valores máximos por encima del promedio que se pueden relacionar con la actividad propia de la ZCIT en la CPC, esto podría corroborar con lo dicho en [50] [66] donde se asocia la actividad de las velocidades verticales de surgencia con la migración de la ZCIT.

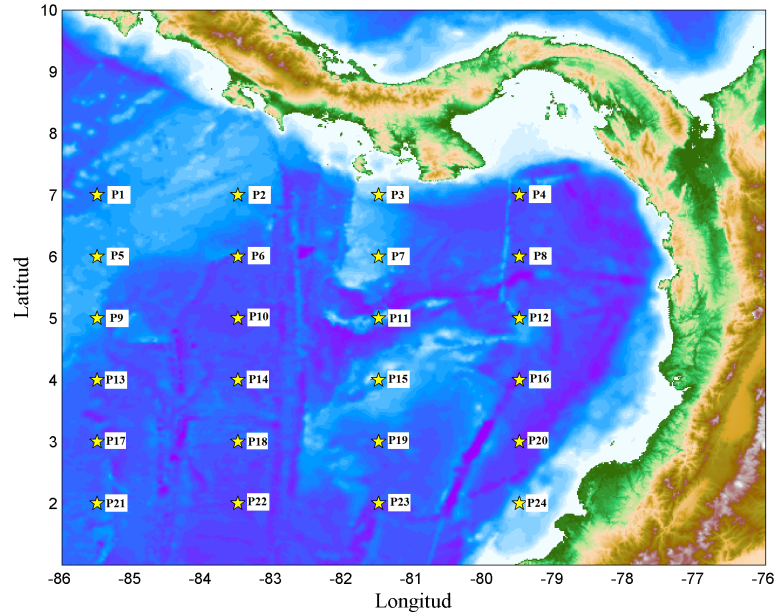


Figura 4.5: Ubicación de estaciones para las cuales se examina el comportamiento anual de la velocidad  $V_z$ . Fuente: esta investigación con datos de [67]

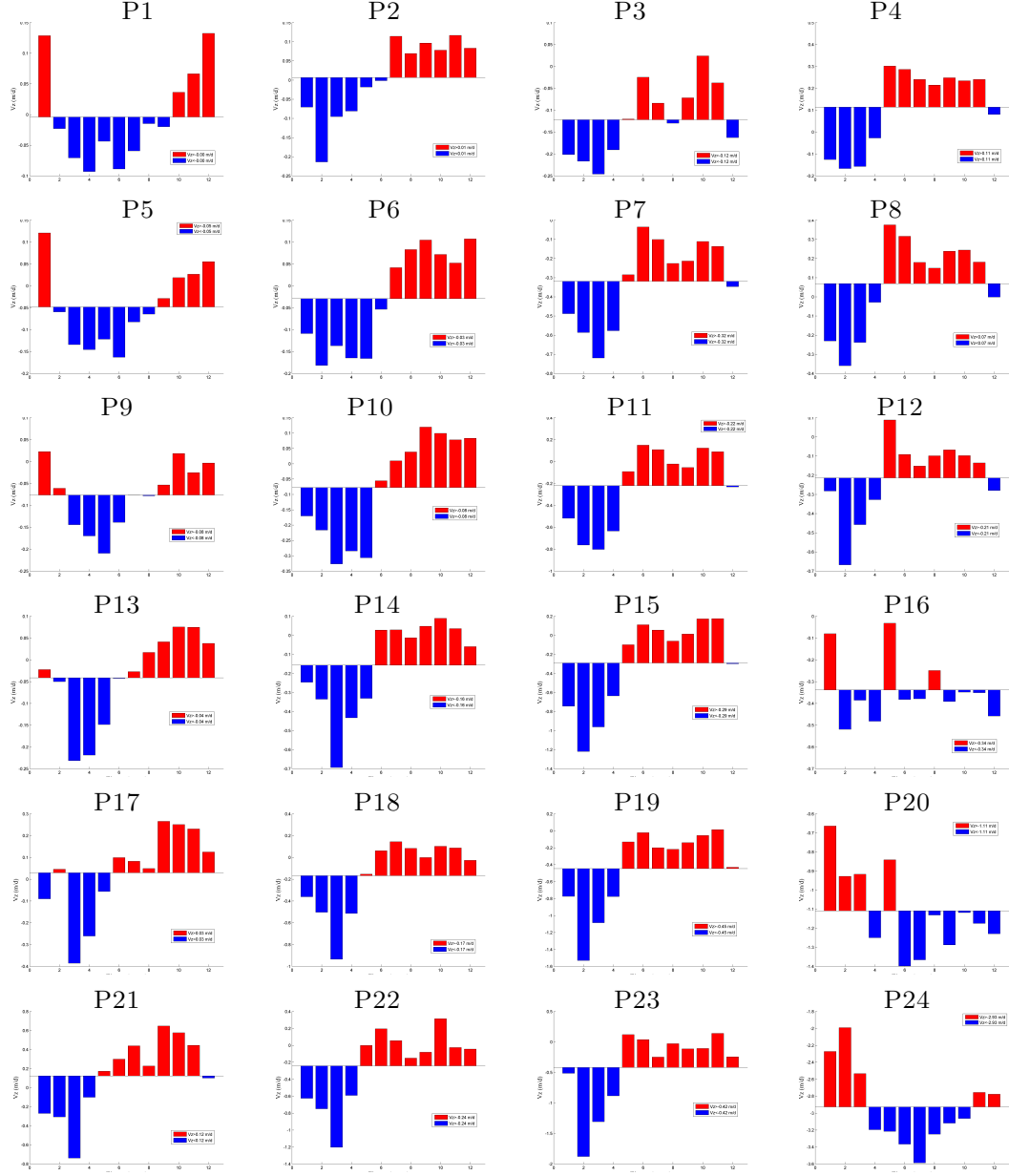


Figura 4.6: Ciclo anual de la velocidad vertical de surgencia  $V_z$  (suma de componentes gradiente, eólico y termohalino) ( $m/d$ ) para la capa oceánica de 0 a 10  $m$  en la CPC. Valores en rojo (azul) indican los valores por encima (debajo) de la media anual indicando descenso (ascenso) de aguas. Fuente: esta investigación.